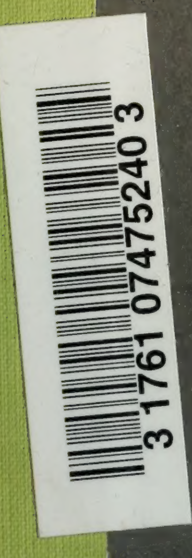




Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande
Veröffentlichungen des geographischen Seminars der Universität Bonn
herausgegeben von
Prof. Dr. Alfred Philippson

3. Heft

Dr. Rudolf Stickel

Der Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht

Mit 1 Karte und 1 Profiltafel

Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H. in Leipzig
1922

Beiträge zur Landeskunde der Rheinlande

Veröffentlichungen des geographischen Seminars der Universität Bonn

herausgegeben von

Prof. Dr. Alfred Philippson

3. Heft

Dr. Rudolf Stickel

Der Abfall der Eifel zur Niederrheinischen Bucht

Mit 1 Karte und 1 Profiltafel

Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H. in Leipzig
1922





Druck von Paul Dünnhaupt, Cöthen i A

Vorwort.

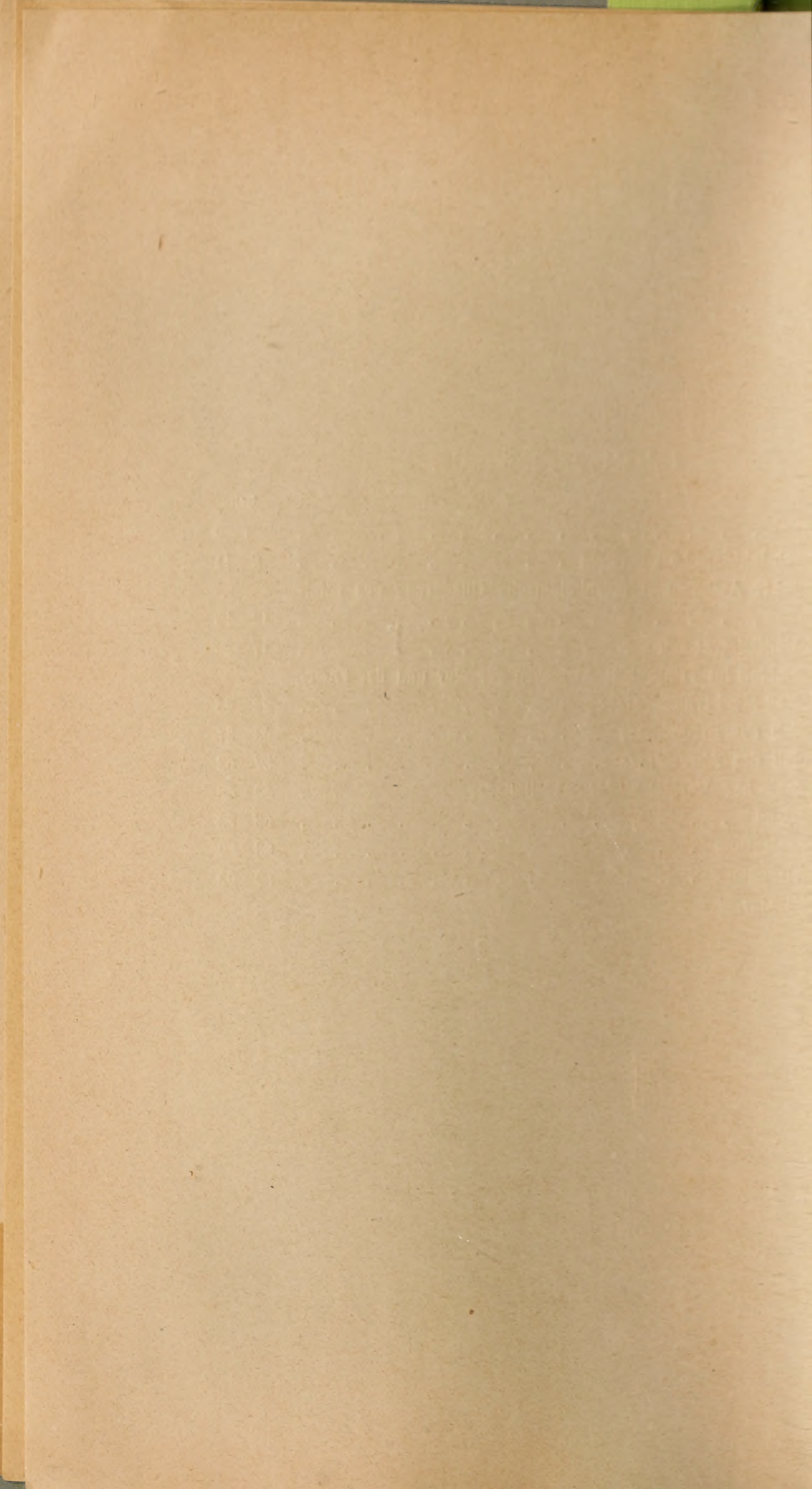
Vorliegende Abhandlung ist das Ergebnis zahlreicher Begehungen des Arbeitsgebietes in den Ferien des Jahres 1913 und, unterbrochen durch die Kriegsjahre, im Sommer 1919.

Leider konnte sich die morphologische Analyse nur auf einer unvollständigen geologischen Kartierung aufbauen. Wo diese fehlte, mußten eigene geologische Beobachtungen gesammelt werden. Manchen diesbezüglichen Hinweis verdanke ich *v. Dechen's* Erläuterungen zur geolog. Karte der Rheinprovinz und Westfalens (4).

Eine recht brauchbare Kartenunterlage für die Untersuchung boten die Meßtischblätter Düren, Lendersdorf, Vettweis, Euskirchen, Rheinbach (diese sind auch geologisch aufgenommen) ferner Nideggen, Zülpich, Mechernich, Münstereifel, Altenahr und Ahrweiler. Für das Studium der Arbeit ist daneben die *Rauff*'sche Höhenschichtenkarte der Eifel 1:200 000, auf der die wesentlichsten morphologischen Züge gut hervortreten, zu empfehlen. Section Mayen und Cöln der v. Dechen'schen Karte 1:80 000 (s. o.) gibt eine ausreichende geologische Übersicht des behandelten Gebietes. Von geologischen Spezialkarten sind außer den oben genannten noch zu erwähnen: Die *Blankenhorn*'sche Karte der Trias am Nordrande der Eifel (3), sowie die Quiring'sche Karte der Sötenicher Kalkmulde (36).

Die eingeklammerten Ziffern im Text beziehen sich auf das beigegebene Literaturverzeichnis.

Inhaltsverzeichnis.



1. Einleitung.

In den Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges, zwischen der Eifel und dem Bergischen Land, greift die Niederrheinische Bucht (auch Cölner oder Bonner Bucht genannt) als Teil des niederrheinischen Tieflandes keilförmig ein. Beiderseits dieses vom Rheinstrom mitten durchschnittenen Tieflandkeiles steigen die Ränder des Mittelrheinischen Faltenrumpfes aus zertalten Aufschüttungsebenen mit meist sanften Böschungen stufenförmig zu seiner alttertiären Rumpffläche auf. Der Höhenunterschied zwischen dem Rande des Tieflandes und der Hochfläche der Eifel beträgt höchstens 300 m.

Geologisch ist die Niederrheinische Bucht ein junger, an der Wende vom Oligozän zum Miozän beginnender Einbruch, der einerseits den geologischen Bau des Schiefergebirges, im besondern dessen variskische, SW-NO streichende Falten durchkreuzt, andrerseits dessen Rumpffläche tief unter seinen tertiären und quartären Ablagerungen verbirgt.

Am Rande der Eifel vollzog sich dieser Einbruch vorzugsweise an SO-NW streichenden Brüchen. Diese Richtung befolgt im großen und ganzen der Buchtabfall der Eifel. Seine Grenzen bilden: im SO die untere Ahr, im NW die Wehe. Jenseits der Ahr dacht sich die Hocheifel zur Trogfläche und zum Rheintal ab, jenseits der Wehe erfolgt die Abdachung vom Venn zum Vorland in NW-Richtung und zwar mit Stufen, die parallel dem Streichen des variskisch gefalteten Bodens verlaufen (19). Das Gebiet zwischen der Rur und der Wehe, vor dem das Tiefland aus dem engen Rahmen der Niederrheinischen Bucht scharf nach Westen umbiegt, wobei es seine natürlichen Grenzen erst an den Küsten Belgiens und Hollands findet, läßt sowohl den Einfluß der nordöstlichen, als auch der nordwestlichen Abbruchslinien der Hochscholle des Rheinischen Schiefergebirges erkennen. In betreff dieses Grenzgebietes können wir uns auf die Darstellung des für den Eifelrand charakteristischen NO-Abbruches be-

schränken, da von *M. Kirchberger* bereits seine NW-Abdachung untersucht worden ist.

Der NO-Abfall der Eifel bewerkstelligt den Übergang von der durchschnittlich 500 m hohen Rumpffläche der Eifel zu den quartären, im Laufe der Diluvialzeit in Längsschollen zerbrochenen Aufschüttungsebenen der Niederrheinischen Bucht, die höchstens zu 250 m am Gebirgsfuß aufsteigen. Deren wichtigster Bestandteil, die Rheinische Hauptterrasse, bricht mit einem etwa 80--100 m hohen Steilrand zur Rheintalebene ab.

Dieser Übergang der Eifel zum Vorland vollzieht sich wie beim Venn stufenförmig und über eine Zone von etwa 13 km Breite. Im Gegensatz zum Vennabfall schiebt sich der Eifelabfall in seiner Längserstreckung kulissenartig in der Südostrichtung vor. Auch ist der orographische Gegensatz gegenüber dem Vorland bei diesem schärfer als bei jenem. Überall bricht der Eifelabfall mit einer kräftigen Randstufe*) zu den Geröllebenen des Vorlandes, seltener zu kaum von diesen sich abhebenden und abgeflachten Teilen des Gebirges selbst ab. Zu dieser Randstufe gesellen sich noch einige andere Längsstufen, die ihre Front teils, wie jene, nach außen, teils dem Gebirge zuwenden. Vor allem sind es gebirgswärts gerichtete Stufen, die eine mancherorts recht lebhafte Längsgliederung des Gebirgsabfalles, besonders zwischen dem Kloster-(Stein-)bach und dem Bleibach bewirken.

Diese Stufen unterbrechen eine Anzahl treppenförmig angeordneter Abtragungsflächen. Letztere bilden eine breite, zwischen 300 und 400 m M.H. schwankende Übergangszone, deren Abfall nach außen die erwähnte Randstufe bewerkstelligt. Zwischen die Randstufe und das Vorland schaltet sich mancherorts noch eine niedrige, nur bis zu 260 m aufsteigende Vorzone aus abgeflachten, über die Geröllebenen des Tieflandes nur wenig sich erhebenden Gebirgsrandschollen ein.

Die Gliederung des Eifelrandes durch Stufen und Flächen ist insgesamt weniger ausgeprägt als beim Vennabfall. Dafür aber ist die Vertikalgliederung durch die Täler bei jenem eine lebhaftere als bei diesem, steht aber ihrerseits hinter derjenigen der Abdachung der Eifel zum Rheindurchbruchstal zurück. Eine das Entwicklungsstadium seines Reliefs charakterisierende Bezeichnung würde beim

---

*) Ganz allgemein soll hier unter Stufe nur der Abfall, nicht auch die Oberfläche eines Geländeabsatzes verstanden sein.

Eifelabfall völlig unzureichend sein; das Auf und Ab der Geländelinien, der Gegensatz der Hohl- und Vollformen sowie die Talgestaltung stehen, wie wir noch sehen werden, vielfach in strenger Abhängigkeit vom geologischen Bau.

Die Anordnung der Haupt- und teilweise auch der Nebentäler entspricht so ziemlich den Abdachungsverhältnissen. Das Rurtal macht insoweit eine Ausnahme, als dasselbe innerhalb der Abdachung nahezu parallel zum Gebirgsrande verläuft. Der den Eifelabfall im SO begrenzende mäandrierende Abschnitt des Ahrtales zeigt die gleiche Eigentümlichkeit. Die Rur ist der einzige Plateaufluß des Untersuchungsgebietes, die übrigen Gewässer gehören der Abdachung selbst an. Jene gehört zum Stromgebiet der Maas, diese vereinigen sich mit der Erft, die dem Rheine zustrebt. Diese hydrographische Doppelstellung des Gewässernetzes des Eifelrandes ist aber sehr jung; noch in der älteren Diluvialzeit war dasselbe völlig dem Rheine tributär (48).

Der Buchtabfall der Eifel ist somit eine reich gegliederte Gebirgsrandlandschaft mit individuellen, aber auch mit in Bezug auf die benachbarten Teile des Rheinischen Schiefergebirges übereinstimmenden Zügen. Sind diese vornehmlich in der gemeinsamen Entwicklungsgeschichte als Teile einer einheitlichen Hochscholle begründet, so sind jene teils Folgen des Einbruchs der Niederrheinischen Bucht, teils Folgen der überaus mannigfaltigen geologischen Struktur des durch die Hebung den abtragenden Kräften ausgesetzten Rumpfes.

Darstellung und Erklärung erheischen daher zunächst ein Eingehen auf den geologischen Bau unseres Gebietes.

2. Geologisch-tektonische Übersicht.

Als Übergangszone von der Hochscholle der Rheinischen Masse zu den Tiefschollen der Bucht ist der Eifelabfall genetisch mit beiden aufs innigste verknüpft. Seinen geologisch-tektonischen Werdegang können wir dementsprechend in zwei Abschnitte zerlegen:

1. Die Vorgeschichte bis zum Einbruch der Niederrheinischen Bucht. Ausgangs der Karbonzeit wurden die in einem flachen Meere abgelagerten Devonschichten von der Gebirgsbildung am Außensaume des variskischen Bogens erfaßt, überschoben und in SW-NO streichende Falten gelegt. Alsdann erfolgte eine intensive Abtragung

bis zur völligen Herstellung eines Faltenrumpfes. Mit Beginn der Triaszeit bildete letzterer in der Eifel die herrschende Oberflächenform.

Im Laufe des Mesozoikums erfolgten aus Norden mehrere Transgressionen. Während der Triasperiode war ein Teil der Eifel andauernd vom Meere bedeckt. Eingeleitet wurde diese Meeresbedeckung durch die längs der Eifelsenke fortschreitende Transgression des Buntsandsteins (3, 37).*) Sie war jedoch nach *Quiring* (37) nicht an einen paläozoischen Eifelgraben gebunden wie *Fliegel* (6) meint. Die Transgressionen des Lias und des Obersenons überschritten anscheinend den Eifelrand nur wenig.

Den genannten Transgressionen gehen Schollenbewegungen im Niederrheingebiet voraus (51, 53). *Wunstorf* und *Fliegel* nehmen eine ursächliche Beziehung dieser Schollenbewegungen mit dem Vordringen des Meeres gegen das Eifler Festland an. *Stille* macht dagegen für die beiden älteren Transgressionen Epirogenese verantwortlich (63). Nach *Holzapfel* macht sich die Wirkung orogenetischer Bewegungen im Obersenon von Aachen geltend und ist auf dieses Gebiet beschränkt (10). Am Eifelabfall sind solche jedenfalls im Senon nicht nachweisbar.

Die Transgression der unteren Kreide hat anscheinend das linksrheinische Gebiet verschont (53). Dies gehörte also möglicherweise der präkretazischen Rheinischen Masse an, die während der älteren Kreidezeit als Schwellenhorst über die Sedimentationsräume herausgeragt haben dürfte.

Die saxonische Faltung blieb auf das nördliche Niederrheingebiet beschränkt (50). Indessen finden im Mesozoikum noch bedeutende Scholleneinbrüche am Eifelrande und seiner weiteren Umgebung statt. An jenem führten sie zur Anlage eines Triasbruchfeldes, das nach *Quiring* (37) ein Bestandteil des mesozoischen Eifelgrabens Bitburg-Kommern ist.

Diesen Schollenbewegungen folgte eine Zeit tektonischer Ruhe, während welcher das Rheinische Schiefergebirge wieder völlig eingeebnet wurde, so daß auch der Eifelgraben nicht mehr orographisch hervortrat. Im Oberoligozän war bereits eine Rumpffläche vor-

*) Das Basiskonglomerat des Eifler Buntsandsteins kann m. E. nur als Transgressionsablagerung betrachtet werden. Die tadellose Abrollung der Gerölle läßt jedenfalls die von J. Walther vertretene Ansicht einer innerhalb einer Buntsandsteinwüste entstandenen Uadiablagerung nicht zu.

handen (24). Mit dieser im Tertiär beendigten Einrumpfung setzt ein neuer entwicklungsgeschichtlicher Abschnitt ein.

2. Die Geschichte des Einbruches der Niederrheinischen Bucht. Im Oberoligozän beginnt gleichzeitig mit der Hebung des Schiefergebirgsrumpfes der Einbruch der Niederrheinischen Bucht (53) und zwar hauptsächlich an nordwestlich streichenden Verwerfungen. Damit hebt zugleich die morphologische Entwicklungsgeschichte des Eifelabfalles an. Durch fortgesetzte Absenkung geraten einige Teile der Eifel völlig in das Aufschüttungsbereich des Vorlandes, andere werden später durch Hebung und Abtragung ihrer aus lockeren Bildungen bestehenden Decke wieder dem Vorland entrissen.

Es sei hier schon ganz allgemein auf die tektonischen Ereignisse hingewiesen, die entweder mittel- oder unmittelbar für die Entwicklung des Eifelabfalles maßgebend wurden. Sie lassen sich in zwei Gruppen zerlegen. Die erste Gruppe umfaßt die orogenetischen Bewegungen. Sie setzen zwar seit dem Miozän im Gebiete des Niederrheinischen Senkungsfeldes nicht mehr aus, aber sie zeigen doch eine merkliche Tendenz zur Abschwächung mit Annäherung an die Gegenwart. Ihnen ist in der Hauptsache das bunte Schollenmosaik zu danken, welches den Untergrund des Tieflandes bildet (51, 53). Zur zweiten Gruppe gehören die epirogenetischen Bewegungen, die als lang andauernde, kräftige Hebungen mehrmals im Jungtertiär erfolgen und mit kürzeren Rucken sich im Diluvium bemerkbar machen. Mit ihnen war jedesmal Zertalung im Gebirge, Ausräumung im Vorland verbunden.

Fliegel und *Wunstorf* führen auch die verschiedenen Vorstöße des Tertiärmeeres, die jedoch nicht mehr bis zum Eifelrand gelangen, auf gleichzeitige bzw. unmittelbar vorausgegangene Scholleneinbrüche im Niederrheingebiet zurück. Welcher Antrieb auch die Ursache gewesen sein mag, zeitlich waren die orogenetischen Vorgänge stets Begleiterscheinungen der epirogenetischen. In ihren Wirkungen lassen sie sich daher oft schwer auseinanderhalten. Im allgemeinen sind jene nur von lokaler Bedeutung gewesen, die Wirkungen der letzteren machten sich dagegen regional, wenn auch unterschiedlich geltend.

Dem Wechselspiel beider tektonischer Kraftäußerungen sowie ihrer Wirkung auf die Erosion der Gewässer ist die morphologische Ausgestaltung des Buchtabfalles der Eifel bis in die Gegenwart zuzuschreiben.

3. Geologischer Aufbau und morphologische Gliederung des Eifelabfalles.

Das heutige geologische Oberflächenbild, welches durch die skizzierten Vorgänge am Eifelrande sich herausbildete, läßt deutlich eine Dreiteilung des Eifelabfalles in südnördlicher Richtung erkennen.

Die Mitte nimmt das dreieckige Triasbruchfeld, die sogenannte Bucht von Kommern, ein. Ihm gehört auch das unbedeutende Senonvorkommen von Irnich an. Es stellt ein stark zerstückeltes Tafelschollengebiet dar. Nach außen hin tauchen die beckenartig angeordneten Triasschichten, teils an Brüchen, teils flexurartig unter das Vorland hinab. Die inneren Ränder des Bruchfeldes sind rein tektonisch. Die nordsüdlich verlaufende Kathete des Dreieckes folgt wohl einer ursprünglich einheitlichen Verwerfung, die jetzt in ein System von SW-NO und SO-NW gerichteten Brüchen zerlegt ist (33). Die südliche, kürzere Kathete dürfte als variskisch streichende Bruchlinie angelegt sein. Sie wird heute von NW verlaufenden Sprüngen mehrfach gebrochen (36). Beide Sprungsysteme stoßen bei Golbach südwestlich Kall beinahe rechtwinkelig zusammen.

Durch die der inneren Umrandung des Triasbruchfeldes folgenden Erosionsfurchen wird auch eine orographische Gliederung des Gebirgsabfalles hervorgebracht, die sich jedoch nicht völlig mit der geologischen deckt. Dem Westrande des Triasdreieckes folgt die untere Gebirgsrur, welche nur seine äußerste Nordspitze — diese einer niedrigen Vorstufe des Gebirges überlassend — orographisch abgliedert. Südwärts von Heimbach bildet der vom Kermeter herabkommende Heimbach die Grenze. Auf der Kermeterhochfläche deutet noch eine schwache Einkerbung den Übergang aus dem Devon in die Trias an. Von Gemünd bis Kall trennt das Urfttal die ins Rumpfflächenniveau aufragende Südostecke des Triasgebietes von dessen Anteil am Abfall los. Entlang dem südlichen Rande der Trias, nur schmale Staffeln derselben orographisch abtrennend, verläuft die von der Cöln - Trierer Bahnlinie benutzte Querfurche Kall-Mechernich-Satzvey. Innerhalb dieses fast völlig von der Trias eingenommenen Rahmens liegt ein in Kuppen und Rücken aufgelöstes Glied des Abfalles, in welchem die zonenweise Lagerung und die wechselvolle Beschaffenheit der Gesteinsschichten beherrschenden Einfluß auf die Landschaftsformen gewinnen.

Die an das Triasgebiet anstoßenden Teile des Buchtabfalles bauen sich im wesentlichen aus gefalteten Schichten des Devons auf. Nur nahe den Grenzen gegen ersteres ruhen vereinzelte Decken aus Buntsandstein in höherer Lage auf dem vortriassischen Gebirgsrumpf. Dieselben bringen westlich der Rur etwas Abwechslung in dieses nur aus Grauwacken, Sandsteinen und Schiefern des Unterdevons sich aufbauenden Gebiet. Geologisch schließt sich dieses an den Südrand des kambrischen Vennsattels an, morphologisch nimmt es sowohl an der Venn- als auch an der Eifelabdachung teil.

In dem andern Devonabschnitt, südöstlich der Querfurche Kall-Mechernich-Satzvey, führt die von SW heranstreichende Sötenicher Kalkmulde eine Trennung der unterdevonischen Gesteinszüge herbei. Das nur wenige Kilometer breite nordwestliche Band zeichnet sich, wenigstens am Gebirgsrand, durch größere Gesteinsmannigfaltigkeit infolge Hinzutretens quarzitischer Züge vor dem südöstlichen aus, in welchem Grauwacken und Sandsteine fast ausschließlich herrschen. Unabhängig vom Gesteinsaufbau zerfällt der ganze südöstliche Devonabschnitt in zwei landschaftlich sehr verschiedene Teile. Westlich der Erft spricht sich die Tektonik sowie der an Gegensätzen reiche Gesteinsaufbau, hauptsächlich im Bereiche der Sötenicher Kalkmulde, in dem bewegten Relief der anmutigen Landschaft aus, östlich dieses Flusses tritt der Einfluß des geologischen Baues in den bewaldeten Hochflächen und Abhängen des Ahrgebirges wieder völlig zurück. Der zuletzt genannte Abschnitt findet im Ahrtale abwärts Kreuzberg wenn auch keine geologische, so doch eine morphologisch bedeutsame Grenze, indem sich jenseits desselben die Hocheifel zum Rheindurchbruchstal hin abdacht.

Nach innen setzt der geologische Bau dem Buchtabfall der Eifel keine Grenze. Morphologisch begrenzt ihn der zerlappte Rand der Eifelrumpffläche. Diese randlich zwischen 500 und 600 m sich haltende Fastebene bildet somit die Scheitelfläche des Abfalles. Sie erleidet durch eine 100 m tiefe, ebenflächige Einsattelung bei Kall sowie durch die Rur eine Auflösung in drei selbständige Teile. Jedes dieser Rumpfflächenstücke steht mit einem der geologischen Hauptabschnitte in unmittelbarem orographischen Zusammenhang.

Der Fuß des Eifelabfalles taucht längs einer schwach gebuchteten, von SO nach NW zurückspringenden Linie unter die känozoischen Ablagerungen des Vorlandes unter. Entsprechend dem Verlauf dieser äußeren Grenze dacht sich der Buchtabfall der Eifel mit dem

Streichen des Paläozoikums, aber im Sinne des Einfallens der Triasschichten nach NO ab. Orographisch tritt die Grenze gegen das Vorland nur selten scharf hervor. Die jüngsten Deckschichten — Gehängeschutt und Löß — verhindern ebenso eine genaue geologische Abgrenzung. Vom morphologischen Standpunkt aus empfiehlt sich die auf der beigegebenen Karte zu ersehende Grenzlinie.

Das Vorland bildet einen in niedrige Tafeln zerschnittenen, 180 bis 250 m Höhe besitzenden Aufschüttungsflachboden, dessen Oberfläche fast ausschließlich von diluvialen Ablagerungen eingenommen wird. Das zwischen dem Rheintal und dem Gebirgsfuße liegende Stück des Flachbodens gliedert sich geologisch, wenn wir absehen von den Talabsätzen sowie der Löß- und Gehängeschuttdecke, in das Verbreitungsgebiet der Hauptterrassenschotter des Rheines und das der Eifelschotter. Letztere bilden ein verhältnismäßig schmales, den Gebirgsfuß umsäumendes Band, das ungefähr längs der Bahnlinie Meckenheim-Düren an die Hauptterrassenschotter angrenzt.

Die Hauptterrassenschotter des Vorlandes bilden infolge jungdiluvialer Störungen heute keine zusammenhängende morphologische Terrasse mehr. Der Villerandbruch hat selbige in zwei Teile zerlegt und zwar so, daß die südwestliche, ungleich breitere Scholle windschief gegen die nordöstliche mit einer Neigung nach NO abgesunken ist. Die näher dem Rheintal gelegene Scholle, der Villehorst, überragt deshalb die innere oder Erftscholle und zwar mit einem nach NW zunehmenden Höhenrand. Der Höhenunterschied verwischt sich jedoch wieder in der Gegend des Erftdurchbruches zwischen Morken und Grevenbroich. Bei Meckenheim beträgt er erst etwa 10 m, bei Horrem etwa 40 m. Bei Merzenich nordöstlich Düren und östlich Horrem liegt die Hauptterrasse der Erftscholle und der Ville in dem gleichen Niveau von 140 m. Die Villehauptterrasse erreicht am Südrand des Kottenforstes 180 m und senkt sich dann gleichmäßig nach NW. Der westliche Rand der Hauptterrassenebene besitzt von Rheinbach bis Merzenich ein völlig mit der Ville übereinstimmendes Gefälle. Als orographisches Anhängsel der Erftscholle greift der Swistgraben zwischen dem südöstlichen Teil des Buchtabfalles der Eifel und der aus Paläozoikum und tertiären Ergußgesteinen bestehenden Horstscholle des „Ländchens“ fast bis zum Ahrtale durch. Die Scholle des Ländchens bildet eine flachkuppige Landschaft, die von der Rheinischen Hauptterrasse im Osten und Norden umschlungen wird. Der Westabfall des Ländchens wird

durch die südöstliche Fortsetzung des Villerandbruches bedingt. Auch der Swistgraben ist wie die Erftscholle eine gegen NO schwach geneigte Pultscholle. Der westliche Randbruch beider Schollen ist vermutlich als eine einheitliche Hauptabbruchslinie gegenüber den Randschollen des Vorlandes aufzufassen (s. Karte). Im Landschaftsbilde tritt er nur streckenweise als niedrige, nach W gewendete Stufe hervor. Erst von Kelz ab wird er als „Merzenicher Steilrand“ nach NW deutlicher. Westlich desselben beginnt morphologisch der Rurgraben. Seine Vorstaffel, der Ellebachgraben, ist schwach gegen den Steilrand hin geneigt. Im Ellebachgraben sind die Hauptterrassenkiese des Rheines erstmalig um 20 m verworfen. Im südlichen Teil des Rurgrabens treten dieselben jedoch wieder bei Lucherberg in 120 m M. H. zutage, verschwinden aber im nördlichen Teil desselben unter jüngeren Flußschottern. Die Eifelschotter zwischen der Rur und dem Veybach liegen vermutlich weniger tief abgesunkenen Randstaffeln des alten Gebirges auf. In Gestalt einer mehrere Kilometer breiten, in Rücken aufgelösten Schotterfläche sinken sie merklich vom Gebirgsfuß weg ein. Vor dem Gebirgsrand zwischen Rheinbach und Euskirchen werden sie dagegen durch die Hauptterrassenschotter fast verdrängt. Innerhalb des Swistgrabens dürften die letzeren durch gleichaltrige Swist- und sonstige Lokalschotter unter der Lehmdecke der Swistniederung vertreten sein.*) Vor dem Gebirgsfuß westlich der Rur liegen größtenteils Rurschotter zu Tage.

Die Eifelschotter sind ebenfalls von diluvialen, im Gelände hervortretenden Störungen betroffen worden. Davon wird in dem Abschnitt „Vorland“ noch die Rede sein. Teilweise greifen sie ungestört über die postoligozänen Randbrüche des Gebirges hinweg auf dieses über.

Infolge der abschnittweise schwankenden Höhenlage der Vorlandschotter am Gebirgsfuß ist die von diesen gebildete „Fußfläche“**) des Buchtabfalles der Eifel morphologisch nicht einheitlich. Zwischen der Swist und dem Veybach tritt als Fußfläche die Hauptterrasse der Swist-Erftebene mit 180—200 m M. H. an den Ge-

---

*) In der Ziegelei westlich Meckenheim stehen unter Lößlehm wenig abgerollte Schotter an.

**) Diese Fußfläche ist nicht zu verwechseln mit derjenigen, die *M. Kirchberger* (19) am Vennabfall als solche bezeichnet hat und zum Unterschied von der unsrigen noch dem Gebirgsabfall selbst angehört.

birgsfuß heran. Vom Veybach bis zur Rur wird dieselbe durch die dem Triasgebiete vorgelagerte Eifelschotterfläche, die eine randliche Höhenlage von 220—245 m erreicht, ersetzt. Diese bildet den höchsten Absatz des diluvialen Vorlandes, der Erft-Swistbucht. Innerhalb der Dürener Bucht, wie wir den südlichen Abschnitt des Vorlandstales der Rur bezeichnen wollen, übernimmt endlich die bei Lendersdorf etwa 140 m hohe Rurmittelterrasse die Rolle der Fußfläche zum Gebirgsabfall.

Das Vorlandstal des Rheines berührt an keiner Stelle den Eifelabfall unmittelbar. Da dieses durch den jungdiluvialen Villehorst gegenüber dem Eifelabfall abgeriegelt ist, kommt es erst in zweiter Linie als lokale Erosionsbasis der Eifelrandgewässer in Betracht. Diese, die Swist-Erftbucht nach NO in flachen Tälern durchsetzenden Gewässer sammeln sich zunächst in dem dem Westabbruch der Ville folgenden Randtal und werden von der Erft in dem Villedurchbruchstal zwischen Morken und Grevenbroich dem Rheine zugeführt. Die Dürener Bucht nimmt dagegen den einzigen Plateaufluß unseres Gebietes, die Rur, bei Kreuzau auf. Zu ihr wendet sich auch in rechtwinklig geknicktem Lauf der Thumer Bach, der damit als einziges Randgewässer östlich der Rur seine anfängliche Nordostrichtung zur Swist-Erftbucht aufgibt. In direkter Beziehung zum Rheindurchbruchstal stehen die zur Ahr nach Süden abfließenden Abfallgewässer. Als Sahr und Vischel sammeln sie sich in einer Art hydrographischen Knotens zwischen Kreuzberg und Altenahr. Da hier die lokale Erosionsbasis mit 170 m M. H. nicht wesentlich höher liegt wie im Swist-Erft-Randtal, so werden dadurch kaum Unterschiede im Betrag der Zerschneidung des Gebirgsabfalles beiderseits der Ahr-Erftwasserscheide hervorgebracht.

Aus obigem Zusammenhang ergibt sich somit die folgende natürliche Gliederung des Buchtabfalles der Eifel:

1. Der Eifelabfall westlich der Rur.
2. Der Eifelabfall im Triasgebiet zwischen der Rur und der Querfurche Kall-Mechernich-Satzvey.
3. Der Abfall des Erftgebietes.
4. Der Abfall des Ahrgebirges.

An die nun folgende Einzelbetrachtung dieser natürlichen Abschnitte schließt sich aus entwicklungsgeschichtlichen Gründen noch die des Vorlandes an.

4. Der Eifelabfall westlich der Rur.

(s. Profil A, Tafel I.)

Die Rur bildet sowohl im Gebirge als auch noch eine Strecke weit im Vorland eine scharfe geologische Trennungslinie, indem sie dort, zwischen Heimbach und Untermaubach, zahlreiche Mäander hart an der Westgrenze des Triasbruchfeldes, hier, von Kreuzau bis Merode, ein breites Tal entlang dem Abbruch des Gebirges eingeschnitten hat. Morphologisch bildet sie ebenfalls eine auffällige Grenze, doch äußert sich der Gegensatz der Oberflächengestaltung nur mehr scharf beiderseits des Gebirgsengtales: Während ihr Vorlandstal nur eine terrassierte Gebirgsstaffel von einem kaum niedrigeren, bewaldeten Schotterplateau trennt, scheidet ihr oben genannter Gebirgsabschnitt zwei landschaftlich verschiedenartige Teile des Abfalls, nämlich einen ausgesprochenen, kräftig gegliederten Stufenabfall zur Linken, von einer in Kuppen und Rücken gleichförmiger erfolgenden Abdachung zur Rechten.

Der Stufenabfall westlich der Rur gliedert sich in zwei markante Staffeln, die zwischen der Scheitelfläche bei Kesternich und Strauch und der Dürener Bucht vermitteln. Ihre Stufenabfälle verlaufen jeweils von SO nach NW.. Die höhere und breitere Staffel bildet das von der Kall in zwei Teile zerschnittene „400 m-Plateau von Schmidt-Hürtgen". Mit einer etwa 100 m hohen Stufe, die mit dem Meroder Sprung, der von Untermaubach nach Merode streicht, zusammenfällt, bricht diese Hauptstaffel zur zweiten, der „Kufferather Saffel" ab. Diese Randstaffel des Gebirges bildet ihrerseits den von Süden nach Norden an Höhe abnehmenden und nahezu mit der Birgeler Störung zusammenfallenden Rand des Vorlandstales der Rur bis in die Gegend von Merode.

Nur in die Kufferather Staffel greift die Nordspitze des Triasdreieckes ein, wodurch ein mannigfaltiger Aufbau aus Devon- und Buntsandsteinschollen zustande kommt. Der geologische Unterschied zwischen der Vorstaffel und der Hauptstufe wird durch die Verschiedenheit der Bodenkultur hervorgehoben. Wald beschattet die Hänge, Wiesen und dürftiges Ackerland bedecken die Hochflächen des Faltenrumpfplateaus von Schmidt-Hürtgen. Hingegen breitet sich über der Kufferather Staffel offenes Kulturland unterbrochen von Ödland über dem Hauptbuntsandstein aus.

Das Rumpfplateau von Schmidt-Hürtgen wird von steilwandigen, anmutigen Tälern kräftig zerschnitten. Trotzdem ist

die über den kegelförmigen Buntsandsteinkonglomerathärtling des Burg-Berges (400 m) hinwegziehende Rumpffläche trefflich erhalten. Gegen Germeter und Schmidt steigt letztere zunächst sanft bis zu etwa 425 m an, dann leiten breite, etwas kräftiger aufstrebende Gehänge zur Scheitelfläche über. Längs der Kall, oberhalb ihres Knies bei Zweifallshammer, setzt sich die 400 m-Fläche in einer hohen Talflur fort, deren Reste insbesondere südlich Vossenack weit gegen das Tal hin vorspringen (399 bzw. 415 m). Auf die Beziehungen des Rurtales zur 400 m-Fläche soll später eingegangen werden.

Mit der 400 m-Fläche von Schmidt-Hürtgen verzahnen sich beiderseits der unteren Kall breite ausgesprochene Ebenheiten, deren Höhenlage zwischen 356 und 370 m schwankt. Dieselben erwecken den Eindruck von Flußterrassen. Es ist jedoch bemerkenswert, daß sämtliche Flächenstücke sich an die vereinzelten Buntsandsteinreste westlich der Rur unmittelbar anschließen und daß sie ferner die Höhe von deren Auflagerungsflächen besitzen. Die Ebenheiten bei Bergstein nördlich der Kall mit 356—365 m Höhe schließen sich an das 360 m hohe Auflager des Konglomeratkegels bei Bergstein an. Bis zu 372 m Höhe in nordwestlicher Richtung konnten auf dem flachen Rücken, der von Bergstein zur Fläche von Hürtgen hinaufzieht, Konglomeratgerölle aufgefunden werden (23). Sie sind m. E. die letzten Denudationsreste des auch hier einstens verbreiteten Buntsandsteins. Durch Zuschärfung des von Haarscheidt nach Brück - Hetzingen hinabziehenden Rückens ist die Buntsandsteinkappe des Heidkopfes von der 366 m hohen Fläche vor dem Ostrande von Haarscheidt isoliert worden. Auch hier erweist sich die Fläche durch nahezu völlige Höhenübereinstimmung mit der Unterlage der Heidkopfdecke als abgedeckt. Dieselben Beziehungen bestehen endlich auch zwischen dem Buntsandsteinrest des Roß-Berges und der sich südwärts anschließenden bewaldeten 370 m-Fläche.

Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang das Vorkommen völlig lockeren Konglomerates in der Nähe des Buntsandsteinauflagers, so östlich Kloster Mariawald am Nordgehänge des Alten-Berges in 410 m und am Südosthang des Mausauel in 365 m Höhe.*) Dies

*) Über Mauel an der Urft steht in der auf Meßtischblatt Mechernich mit Sgr. bezeichneten Grube ebenfalls völlig lockeres Konglomerat an. Es liegt allem Anschein nach auch diese Ablagerung in der Nähe des Auflagers des Buntsandsteins.

ist meines Erachtens auf die starke ausspülende Wirkung des Sickerwassers an der Basis des Hauptbuntsandsteines zurückzuführen.

Die Kufferather Staffel dacht sich in derselben Weise wie das 400 m-Rumpfplateau (19) stufenartig nach NW und zwar aus 265 m Höhe auf 180 m ab, wobei sich ihre relative Höhenlage über dem Rurbett von anfänglich 100 m auf etwa 60 m vermindert. Über dem Rurtal endigt sie mit einem mehr oder weniger steilen Erosionsrand, vor dem die Rurmittelterrasse zwischen 140 und 130 m Höhe als Fußfläche sich ausbreitet. Entsprechend der übereinstimmenden NW-Abdachung des 400 m-Plateaus und der Staffel behält die Meroder Bruchstufe ihre eindrucksvolle Höhe von 100 m bis an ihr Nordende bei.

Ursprünglich war die Kufferather Staffel wohl völlig von untermiozänen Sanden bedeckt. Diese sind heute teilweise in sie eingebrochen. Angeschmiegt an den Fuß der Bruchstufe sinken sie von SO nach NW aus 280 m auf 180 über dem Westrand der Staffel herab.

Nördlich vom Geybach und auch über der am Sürbachsprung — einem südöstlichen Seitenast der Meroder Störung — abgesunkenen Devonscholle östlich der Linie Gey-Straß ist ein einheitliches und völlig ebenes Stück der prämiozänen Oberfläche wieder freigelegt worden, wie dies aus dem morphologischen Zusammenhang mit dem Auflager der randlich erhaltenen Miozänsande hervorgeht. Von Gey ab fällt diese Abtragungsfläche vom Fuß der Meroder Stufe aus durchschnittlich 220 m Höhe auf 180 m bei Merode herab. Auch nach der Rur hin besitzt sie eine schwache Neigung. Gegen den südlichen, höchsten Teil der Staffel ist sie an dem von Straß nach Horm verlaufenden Nordostsprung abgesetzt, desgleichen gegen die schmale stark abgeschrägte Randstaffel, die zwischen der Meroder- und der Sürbachstörung verläuft und mit der das Miozän von 290 m auf 260 m nach NW einsinkt.

Diese gestaffelten Flächenstücke im Bereiche der Kufferather Staffel gehörten sicher einer einheitlichen prämiozänen Rumpffläche an. Südlich der Störung Horm-Straß ist dieselbe, da sie hier höher gelegen haben dürfte, durch die Erosion der Rur zerstört. An ihre Stelle sind Terrassen getreten.

Die Ansicht von *Quaas* (34) geht dahin, daß die Kufferather Staffel während der Talvertiefung der Rur im Tertiär und im Diluvium durch Einbruch und Hebung tektonisch bewegt war. Seine Terrassengruppen X — III (? miozän bis altdiluvial) verlaufen ungestört aus dem Gebirgstal bis an die Meroder Störung. Im Bereiche

der Staffel beginnen sie nach *Quaas* stark abzufallen. Auch *Kurtz* (22) rechnet mit jungen Terrassenstörungen im Bereiche der Randbrüche des Gebirges westlich der Rur. Da eine Entscheidung hierüber von größter Wichtigkeit für die Formenanalyse ist, soll hier näher darauf eingegangen werden.

Bei sorgfältiger Anwendung der morphologischen Methode lassen sich mit Sicherheit 3 Terrassen aus dem Gebirgsengtal der Rur in das Bereich der Kufferather Staffel und zwar störungslos hineinverfolgen.

Wir beginnen mit der höchsten Terrasse, die sich bei Bogheim in 255 m Höhe (relativ 95 m ü. d. Rur) dem großen Prallhang über dem Dorfe anschmiegt. Sie setzt sich als schmale schotterfreie Felsleiste, durch den Meroder Sprung unbeeinflußt, bis in Höhe der Straße Untermaubach-Straß fort. Darüber bildet die in 265 m Höhe abgeflachte, aus Buntsandstein und Devon bestehende Schwelle, die sich an den Fuß der Meroder Bruchstufe anlehnt, den höchsten Teil der Kufferather Staffel. Jede weitere morphologische Fortsetzung dieses Terrassenhorizontes innerhalb letzterer fehlt talabwärts. Es mag sein, daß die Kuppe des Hemgen-B. (253 m) ein Rest dieses Talbodens ist.

Unter der Terrasse von Bogheim liegt die nächst tiefere Terrasse des Engtales mit ihrer Oberkante 240 m, mit ihrer abgestuften Basisfläche 230 m hoch (relativ 80 m ü. d. Rur). Der höhere Absatz ist der Seitenerosion eines Rurmäanders zur Zeit der mächtigsten Aufschüttung des Flusses zu verdanken. In gleicher Höhe mit dieser Fläche, doch schon jenseits des Meroder Sprunges, liegen ziemlich mächtige Hangschotter über Untermaubach. Als Felsterrasse tritt der Talboden wieder über dem Dorfe Bilstein in 235 m Höhe auf, setzt sich nun aber im Bereich der Kufferather Staffel nicht mehr weiter fort. Gegenüber Bilstein gehört ihm der schotterbedeckte 240 m hohe Hangabsatz über Schlagstein an. Von hier ab nimmt die Terrasse die Gestalt eines flachen, nach SO und O ausgreifenden Schuttfächers an, dessen randliche, 240 m hoch liegende Teile bei Boich und Thum noch auf die Trias übergreifen, während seine Hauptmasse sich mit ersichtlicher Neigung nach N und NO über das Tertiär des Stockheimer Rückens legt.

Die Schotter des Schuttfächers spricht *Quaas* (34) in ihren randlichen Teilen bei Thum für ältestdiluvial an, während er die damit in morphologisch nicht lösbarem Zusammenhang stehenden Schotter

von Boich als jungpliozäne Bildungen bezeichnet. *Kurtz* (22) stellt den Schuttfächer zu seiner „oberen" Terrasse, die etwa gleichaltrig mit der Hauptterrasse des Rheines sein soll. Beide Autoren parallelisieren jedoch die Boicher Terrasse mit der Bogheimer, während aus dem morphologischen Befund deutlich hervorgeht, daß es sich um zwei verschiedene Talböden handelt. Zwischen beiden ergibt sich eine Talvertiefung von etwa 15 m. In einem späteren Zusammenhang wird das ältestdiluviale Alter des aus der Bilsteiner Terrasse hervorgehenden Vorlandsschuttfächers und damit des Bilsteiner Talbodens bewiesen werden. Dem Bogheimer Talboden kommt mithin ein höheres, wahrscheinlich jungpliozänes Alter zu. Ihm entspricht im Gebirgsengtale die *Kurtz*'sche „obere" Terrasse, mit der „eine ruhigere Talentwicklung mit Mäandern und Gleithängen abschließt" (22).

Dem nächst tieferen, dritten Terrassenhorizont gehört vor der Mitte des Bogheimer Prallhanges die 225 m-Terrasse (rel. 65 m ü. d. Rur) an. Mit dieser gleichaltrige Schotter schmiegen sich dem Südabfall der Kufferather Staffel in 220 m Höhe über Untermaubach an. Über dem Bahnhof Schlagstein tritt sie wiederum als in derselben Höhe liegende Schotterterrasse auf. Sie greift zwischen Boich und dem Drover Bach vom Gebirgsfuß auf abgesunkene Tertiärschichten über. Die erhebliche Neigung über letzteren ist wohl eine Folge der ausspülenden Wirkung des Grundwassers und der damit zusammenhängenden Rutschungen und Sackungen der unterlagernden Sande. Über dem Muschelkalk liegt sie jedenfalls noch völlig horizontal. Ob sie jemals in den älteren Schuttfächer rechts vom Drover Bach eingegriffen hat, muß fraglich bleiben, ist auch wenig wahrscheinlich, da sie über Winden wieder auf der Kufferather Staffel erscheint, über deren Buntsandsteinanteil sie sich in 210 m Höhe mit rasch zunehmender Breite ausdehnt. Noch jenseits des Baches von Kufferath halten sich sehr flache Teile des Geländes in so überraschend gleicher Höhe mit ihr, daß ich hier die ziemlich abgeräumte Basisfläche desselben Talbodens vermute. Aus derselben erhebt sich im Westen mit einer unbedeutenden Stufe die prämiozäne Fläche von Horm-Straß, die von hier aus bis an das Nordende der Staffel ungestört fortläuft. Im Osten ragt darüber die flache Buntsandsteinkuppe des Berzbuirer Knipp zu 214 m auf, die wahrscheinlich eine Strominsel in dem genannten Talboden gebildet hat. Die zuletzt verfolgte Terrassenreihe hält sich also ziemlich konstant 60 m über der Sohle der

Rur, besitzt also in Bezug auf diese einen völlig normalen, ungestörten Verlauf.

Östlich vom Berzbuirer Knipp greifen vom Vorland aus die Schotter zwischen Berzbuir und Birgel, terrassenartig in 175 bis 180 m Höhe abgesetzt, auf die Kufferather Staffel über. Diese 40 m über der Talsohle liegende Schotterfläche bildet ihrer Hohenlage nach die Fortsetzung der *Quaas*'schen Terrasse III (Hauptterrasse), für die ich sie auch ihrer Schotterzusammensetzung nach — sie führt zahlreich die graublauen Schiefergerölle, die der ältestdiluvialen Terrasse nahezu fehlen — halte. *Quaas* betrachtet sie als jungpliozäne Terrasse (V), für die er deshalb eine bedeutende Absenkung gegenüber der Bogheimer Pliozänterrasse annehmen muß. Schon *Kurtz* hegt Zweifel an dem pliozänen Alter der Schotter, die östlich der Birgeler Störung auf einer zweifellos pliozänen Ruraufschüttung liegen (22). Schon wegen ihres ungestört erfolgenden Übergreifens über den Randbruch der Gebirgsstaffel können sie nicht pliozän sein. Ich halte also die obige Deutung für die richtigere. Daraus ergibt sich aber für den 60 m-Terrassenhorizont ein etwas höheres, ebenfalls altdiluviales Alter. Er bildete sich meines Erachtens im Anschluß an die durch den später zu erörternden Einbruch des Rurgrabens bedingte Streckung des Rurlaufes heraus.

Aus dem morphologischen Verhalten der genannten Talböden ergibt sich also einwandfrei, daß die Kufferather Staffel während des Diluviums weder gegenüber dem Gebirgsengtal der Rur noch in sich orogenetisch gestört wurde. Der Abbruch und die Zerstückelung der Staffel erfolgte also im Tertiär. Da sie als Ganzes eine Vorstaffel des Rurgrabens darstellt, dürften diese orogenetischen Vorgänge mit dem tertiären Einbruch des Rurgrabens zeitlich zusammenfallen. Nach *Fliegel* war dieser im Miozän ein Horst, hat also wohl keine intramiozänen Bewegungen erfahren. Dagegen läßt die außergewöhnlich große Mächtigkeit der pliozänen Sedimente, die nach dem gleichen Autor vielleicht auch noch durch Absätze des oberen Pliozäns mitbedingt ist, auf eine fortgesetzte, mit der Aufschüttung gleichen Schritt haltende Senkung schließen. Wir dürfen daher annehmen, daß auch die Kufferather Staffel durch diese pliozänen Bewegungen des Rurgrabens in Mitleidenschaft gezogen wurde. Wahrscheinlich war sie ursprünglich auch noch von pliozänen Rurschottern bedeckt, wie solche an der Birgeler Störung abgesunken und erhalten geblieben sind. Zur Zeit der „oberen" Terasse ragte nur der süd-

westliche Teil der Kufferather Staffel ein wenig über die Aufschüttungsdecke auf. Im Laufe der Diluvialzeit wurde letztere mehr und mehr abgeräumt, bis die Staffel mit Ablagerung der Rurhauptterrasse fast völlig von tertiären Ablagerungen entblößt und damit geologisch wie morphologisch dem Gebirgsabfall wieder angegliedert war.

5. Der Eifelabfall im Triasgebiet zwischen der Rur und der Querfurche Kall-Mechernich-Satzvey.

(s. Profil B u. C, Tafel I).

Wie schon hervorgehoben, ist dieser Abschnitt des Buchtabfalles der Eifel orographisch ziemlich selbständig. Die zugehörige Scheitelfläche ist die aus Devon bestehende Hochfläche des Kermeter, seine Fußfläche die breite Eifelschotterfläche zwischen der Rur und dem Veybach.

Zwischen diesen Grenzflächen vollzieht sich der Abfall über eine in Rücken und Kuppen aufgelöste Randlandschaft, innerhalb welcher der zonare Aufbau der Triasschichten, ihre Gesteinsbeschaffenheit und Lagerung starken Einfuß auf das Landschaftsbild gewinnen. Denkt man sich die Taleinschnitte fort, so würde sich dieser Teil des Eifelabfalles als eine stufenförmige Abdachung mit flachen Böschungsstufen darstellen. Der mittlere, ziemlich breite Absatz, der sich zwischen den Höhenkurven 400 und 300 bewegt, wird im Folgenden als „Übergangszone" bezeichnet. Aus dieser führt jeweils eine Böschungsstufe einerseits zur Scheitelfläche hinan, andererseits zum Vorlande hinab. Zwischen dem Neffel- und dem Bleibach schiebt sich zwischen die vom Vorland aus wie eine niedrige Mauer erscheinende „Randstufe" und das flachrückige Vorland eine von diesem sich meist unscharf abhebende, nur schwach gegliederte „Vorzone" ein, die sich im Mittel um 250 m herum hält.

Innerhalb der Übergangszone vollzieht sich jedoch der Abfall des Triasgebietes nicht überall gleichmäßig. Während das Gebiet nördlich vom Bruchbach, in dem die Triasschichten in normaler Folge ausstreichende Streifen bilden, die oben geschilderten Verhältnisse erkennen läßt, erleidet die Übergangszone südlich dieses Baches eine auffällige Unterbrechung durch die zwischen den Tälern des Bruch- und Bleibaches durchgreifende und mit einem widersinnigen Einbruch des Oberen Buntsandsteins sich deckende „Schützendorfer Niederung", welche durch die bewaldeten, vom Bleibach durch-

brochenen Hauptbuntsandsteinhöhen des Gries-Bergs und Kommerner Busches, die zusammen den „Kommerner Horst“ bilden, vom Vorland abgeriegelt ist.

Innerhalb des Abfallgebietes gelangt der zonare Aufbau der tafelartig gelagerten Triasschichten in erster Linie zum landschaftlichen Ausdruck.

Es folgen von innen nach außen 3 Gesteinszonen von sehr verschiedener morphologischer Wertigkeit.

Die innere Gesteinszone (Zone a) nimmt der Hauptbuntsandstein ein. Auf verschieden tief abgesunkenen Faltenrumpfschollen lagernd, begleitet er als schmales, die lokale Wasserscheide nicht mehr berührendes Band die Rur bis aufwärts Heimbach, überwölbt dann, wiederum gestaffelt, den Ostteil des aus Grauwacken sich aufbauenden Kermeter und setzt den wasserscheidenden Graben über dem Urfttal östlich Kall-Anstois zusammen. Südöstlich der Bahnlinie Mechernich-Kall steigt er an Staffelbrüchen zum Südrand des Triasgebietes auf. In Höhe der Mechernicher Trockentalung, die einem Quergraben folgt, stößt der Hauptbuntsandstein halbinselartig über die Bahnlinie nach NW bis zum Bruchbach vor und baut hier den bewaldeten Kommerner Horst auf, dessen Grauwackengerüst in dem etwa 100 m tiefen Durchbruchstal des Bleibaches bloßgelegt ist. Im Anschluß an den südlichen Teilhorst sinkt nun zwischen dem Vey- und dem Bleibach der Hauptbuntsandstein in gestaffelten Schollen nach NO zum Vorland ein.

Gegen die chemische Verwitterung verhalten sich die die Zone a aufbauenden Quarzsandsteine und Konglomerate äußerst widerstandsfähig. Sie liefern einen nährsalzarmen Sand- bzw. Geröllboden, der, für den Anbau ungeeignet, fast durchweg Nadelwald trägt. Große Wasserdurchlässigkeit und starke Klüftung, besonders der Sandsteine, begünstigen den Angriff der mechanisch zerstörenden Agenzien. Nur die durch ein eisenhaltiges Zement verkitteten Sandsteine und Konglomerate trotzen auch dem mechanischen Zerfall. Auch von der Auflagerungsfläche her wird der mechanischen Zerstörung durch den über der schwerer durchlässigen Devonunterlage entstehenden Quellhorizont Vorschub geleistet.

In Verbindung mit der tafelartigen Lagerung zeigt die Zone a alle bekannten Formen der physikalischen Verwitterung durchlässiger Sandsteine. Besonders schön entwickelt sind sie über dem rechten Talufer der Rur. Die rotleuchtenden Uferwände bei Blens

und Hausen, die Felstürme und Bastionen, über denen sich Nideggen erhebt, die schattigen Felsschluchten, die von Heimbach flußabwärts das rechte Talufer gliedern, haben ihre Formung hauptsächlich den geschilderten Eigenschaften des Hauptbuntsandsteins zu verdanken.

Die mittlere Gesteinszone (Zone b) setzt sich aus dem Oberen Buntsandstein und dem zum Muschelkalk gehörenden Muschelsandstein zusammen. Sie nimmt den breitesten Raum am Triasabfall ein. Ihr Verbreitungsgebiet bildet ein annähernd rechtwinkeliges Dreieck zwischen Roggendorf, Wallenthal und Uedingen. Im Süden ist die Zone b in die Zone a und den zu dieser gehörigen Kommerner Horst eingeschaltet. Ihre Zuspitzung nach Norden erfolgt unter dem Einfluß zahlreicher widersinniger Längssprünge (3), die jedoch nur wenig das schwache NO-Fallen der Schichten erhöhen.

Der dünnplattige, tonig-dolomitische Sandstein der Zone b — daneben spielen Schieferletten nur eine geringe Rolle — liefert einen mäßig ertragsfähigen, sandig-lehmigen Boden. Daher ist die Zone b größtenteils angebaut, nur die gerölligen Sandsteine tragen Wald (Radebusch), die lettigen werden dagegen als Weide benutzt.

Im Gegensatz zum Hauptbuntsandstein ist der Sandstein der Zone b nur wenig durchlässig. Er unterliegt daher leichter der Abspülung. Diesen Vorgang begünstigt außerdem seine ausgesprochene Schichtung. Geradezu ein Charakterzug der Zone b sind die zahlreichen Kulturterrassen, besonders an den Böschungen der Ursprungsmulden (s. Blatt Zülpich), welche wohl hauptsächlich angelegt sind, um den Kulturboden vor der Wirkung der Abspülung zu bewahren. Nach jedem Regen kann man sich von der Bedeutung der letzteren überzeugen. Die sonst klaren Gewässer sind dann mit rotbrauner Trübe beladen, die steilen Böschungen von Rillen zerfurcht, die sanfteren von rötlich-gelbem Lehm überflutet.

Die Abspülung ist der Erhaltung ursprünglich scharf begrenzter Formen stets nachteilig, daher ist die Zone b im Gegensatz zur inneren Zone von überaus ruhigem Relief, das sich in sanft geschwungenen Linien über Rücken und Täler legt. Vor allem spricht sich dieser Gegensatz in der Form der Talanfänge aus. Im Sandstein der mittleren Zone beginnen die Täler mit äußerst flachen, weitverzweigten Ursprungsmulden*) (s. Blatt Zülpich). Entgegenstehende be-

*) Ursprungsmulde, ein von *A. Philippson* angewandter Ausdruck an Stelle von „Quellmulde“, da nicht jeder Talanfang Quellen enthält und eine Verwechselung mit den durch Quellerosion geschaffenen Formen zu vermeiden ist.

gegnen sich in weich zugerundeten Jochen, aus welchen mit sanften Lehnen Rücken und Kuppen aufsteigen. Die Ursprungstrichter im Hauptbuntsandstein sind dagegen einfach löffelförmig gestaltet und setzen mit scharfem Knick gegen ihre Umrandung ab (s. Blatt Mechernich).

Die Kraftentfaltung der Denudation ist demgemäß in der Zone b größer als in der Hauptbuntsandsteinzone. Wo daher beide sich am Abfall verzahnen, besitzt Zone b Niederungscharakter, so südwestlich des Kommerner Horstes, woselbst die Schützendorfer Niederung in den widersinnig eingebrochenen Oberen Buntsandstein hineingearbeitet ist und auch östlich desselben, wo es in dem grabenartig eingebrochenen Oberen Buntsandstein südlich vom Bleibach zur Ausbildung einer geräumigen, den Becherhof aufnehmenden Talhangbucht gekommen ist. Häufig läßt sich auch beobachten, wie die Erosion an der Grenze gegen den Hauptbuntsandstein Halt macht. Ein schönes Beispiel hierfür bildet die nach Hergarten hinabziehende Ursprungsmulde.

Die äußere Gesteinszone (Zone c) bildet ein relativ schmales, aus sandigen Dolomiten, Mergeln und Schieferletten des Muschelkalkes und Keupers bestehendes Band am Außensaum des Triasbruchfeldes. Sie ist ebenfalls angebaut, obwohl die vorherrschenden Dolomite einen sehr schüttigen Boden liefern.

Bis zur Flosdorfer Querstörung südwärts bildet die Zone c eine unter das Vorland hinabtauchende, von Längsstörungen mit meist südwestlichem Einfallen betroffene flache Flexur. Von genannter Störung bis fast zum Bleibach setzt sie eine stark zerstückelte, oberflächlich fast nur aus sehr widerstandsfähigen Schichten aus Dolomiten des Muschelkalkes und der Steinmergelbank des Keupers bestehende Schollenzone zusammen.

Die also sehr verschiedenen Lagerungsverhältnisse bedingen beiderseits der Flosdorfer Querstörung erhebliche morphologische Unterschiede. Nur nördlich derselben treten infolge raschen Gesteinswechsels gebirgswärts gerichtete Schichtstufen auf. Die im Landschaftsbilde markanteste hebt sich über den leicht zerfallenden, undurchlässigen Schieferletten des mittleren Muschelkalks zwischen Flosdorf und dem Thumer Bach ab. Sie wird oben von sandig-mergeligen Dolomiten gebildet. Die Höhe der Stufe schwankt jedoch infolge gestörten Schichtenbaues. Zwischen dem Vlattener- und Neffelbach verdoppelt sich diese Stufe infolge Herauspräparierung einer Längsstörung, in derem Liegenden die von der

Neffel unterschnittenen Schieferletten der Denudation den Angriff ermöglichten. Schwächere, bald an Bruchlinien, bald an den Wechsel von Letten und Dolomiten bzw. Mergeln geknüpfte Stufen treten in größerer Zahl am Abfall der Muschelkalk-Keuperhöhen auf. Oft bilden sie hier nur flache Längswellen. Auch die an Bruchlinien gebundenen Stufen erklären sich durch Denudation. Wo Schieferletten im Liegenden der Brüche fehlen, ergibt sich ihr ehemaliges Vorhandensein aus der Lagerung.

Mit dem Gesteinswechsel der genannten Zonen ändert sich auch das Talbild. Die Talhänge sind steilwandig im Hauptbuntsandstein und in Zone c, stark abgeflacht dagegen in Zone b. Sehr instruktiv ist in dieser Hinsicht das Bruchbachtal, das alle 3 Zonen durchsetzt.

Auch die Tektonik übt starken Einfluß auf die Täler des Triasabfalles aus. Durch abgleitende Erosion auf geneigten Sandsteinschichten der Zone b erklärt sich die Asymetrie des Vlattener Tales unterhalb Hergarten. Die Richtung der Täler des Triasgebietes ist fast ausnahmslos durch Bruchlinien vorgezeichnet. Diese haben jedoch der Erosion nur den Weg gewiesen. Die Querstörungen haben vielfach Anlaß zur Bildung von kurzen Seitenschluchten und Talhangnischen gegeben. Ein schönes Beispiel dieser Art ist die Formskaul auf der rechten Seite des Bruchbaches zwischen der Schwerfener Papierfabrik und den Weingartener Höfen. Vielfach sind an die Querstörungen Spaltenquellen geknüpft, denen der Neffel-, der Piß- und der Berger Bach selbst in sehr trockenen Sommern ihre kräftige Wasserführung verdanken.

Gehen wir nun zur Betrachtung der F l ä c h e n f o r m e n im Rahmen der eingangs erwähnten morphologischen Einteilung des Triasabschnittes über.

Die innere Böschungsstufe führt aus der 520 m hoch gelegenen Scheitelfläche des Kermeter auf die 400 m-Niveaufläche bei Düttling hinab. Fast durchgängig bewaldet, erschwert sie eine genaue Erforschung, doch scheint es nach der Karte, als ob sie sich ungebrochen nach NO abdache. Diese Abdachung erfolgt quer über die Zone a. Die an ihrem Fuß liegende 400 m hohe, von Ursprungsmulden schwach eingekerbte Rückenfläche von Düttling setzt mit dem Sandstein der Zone b ein. So scheint es, als ob Stufe wie Fläche an den Wechsel des Gesteins gebunden wären. Jedoch greift das 400 m-Niveau auch auf die Zone a über. Zwischen Heimbach und Hausen wird es von dem Sonnen-Berg (393.3 m) fast noch erreicht. Südlich

davon greift es in dem Winkel zwischen dem Herrestal und dem Tal des Heimbaches flächenhaft in die Böschungsstufe des Kermeter ein. Nördlich Nideggen erscheint es noch einmal in der 390 m hohen Kammfläche des Mausauel. Wenn auch nur diese spärlichen Reste eines 400 m-Niveaus rechts der Rur vorhanden sind, so kann es doch nicht zweifelhaft sein, daß sie der auf die Trias übergreifenden 400 m-Rumpffläche jenseits der Rur angehören. Ihre vorwiegende Erhaltung über dem widerstandsfähigeren Hauptbuntsandstein und nahe der Wasserscheide bezeugt, daß sie einst auch über dem Oberen Buntsandstein größere Ausdehnung besaß. In diesem ist sie jedoch durch Erosion und Flächenspülung ziemlich zerstört, vermutlich auch, wie später erörtert wird, unterjocht worden.

Ähnlich wie nach NO, dacht sich der Kermeter auch nach SO mit einer gleichmäßigen Böschungsstufe ab. Diese erleidet durch die den Hauptbuntsandstein von SW nach NO durchsetzenden Staffelbrüche keine Gefällsunterbrechung. Durch ein kurzes Nebental der Urft bei Anstois wird die 410—425 m hohe wasserscheidende Fläche der Wallenthaler Höhe über dem Buntsandsteingraben östlich Kall-Anstois von der Kermeter-Böschung losgelöst, so daß hier beiderseits ein Höhenunterschied von 35 m erscheint. Doch längs der Wasserscheide geht die Böschungsstufe gleichmäßig in die Wallenthaler Fläche über.

Wenn es somit den Eindruck erweckt, als ob diesseits wie jenseits der Rur eine Abbiegung der Scheitelfläche vorliegt, so ist, wenn auch diese Vermutung noch weiter gestützt werden kann, doch mit der Selbständigkeit der 400 m-Flächen am NO- und SO-Rande des Kermeter zu rechnen. Diese Flächen können nur als Flußverebnungsflächen von sehr wahrscheinlich gleich hohem Alter gedeutet werden.

Kurtz (23) konnte auf der Wallenthaler Fläche keine Urftschotter nachweisen, weshalb er einen Urftübergang über sie hinweg zum Vorland in Frage stellt. Aber der Mangel an Schottern auf einer so alten und dazu starker Abtragung nach beiden Seiten unterliegenden Fläche liefert an und für sich keinen negativen Beweis. Vielleicht ist die Sattelfläche auch durch im Sandstein des rechten Talufers besonders wirksame Seitenerosion eines alten Urftlaufes entstanden.

Für die Ausgestaltung der 400 m-Fläche nördlich und nordöstlich vom Kermeter kann nur die Tätigkeit der Rur und ihrer Zuflüsse in Frage kommen. Auf die spärlichen Schotter bei Schmidt (34), die

aus hier anstehenden Siegener Schichten sich zusammensetzen, ist kein großes Gewicht zu legen, da durch Schuttbewegung ebenfalls eine starke Abrundung der Grauwacken eintreten kann. Wegen ihres überaus gewundenen Laufes und der Entwicklung sehr hoher Gleithänge sind die höchsten, der 400 m-Fläche entsprechenden Terrassen nur an den innersten Rändern des Tales zu erwarten, wo sie durch Prallhänge noch nicht bis zur Unkenntlichkeit reduziert sind. Die höchste Rurterrasse liegt am Nordgehänge des Kermeter in 460 m Höhe über dem Talsporn des Langerscheid, ruraufwärts sogar etwas tiefer in 453 m über dem Weidenauer Berg. Südlich Heimbach, abwärts der Langerscheid-Terrasse, liegt die höchste Talterrasse mit 421 m über dem Gries-Berg und mit 423 m über der Buntsandsteinkappe des Alten-Bergs, also in Bezug auf die erstgenannte anormal tief, im Vergleich zu der 400 m-Fläche über der rechten Talseite des Heimbaches entschieden zu hoch für ein ausgeglichenes Flußbett. Gehören nun die angeführten Terrassenstücke zusammen, wofür ihr morphologisches Verhalten zu sprechen scheint, waren sie ferner auf die 400 m-Fläche beiderseits der Rur eingestellt, so muß der Talboden nachträglich gestört worden sein und dafür eine mit Staffelung verbundene schwache Heraushebung des Kermeter in der SO-Richtung verantwortlich gemacht werden. Da die Gries-Berg- und Alten-Berg-Terrasse offenbar einer einheitlichen Scholle angehörten, die durch zwei den Buntsandstein verwerfende Staffelbrüche, wovon der eine längs des Heimbach, der andere parallel dazu von Kloster Mariawald nach Gehöft Weimert streicht, begrenzt wird, so hat diese Ansicht sehr viel Wahrscheinlichkeit für sich. Die Langerscheid-Terrasse dürfte darum am meisten gehoben worden sein, weil sie sich außerhalb der erwähnten Staffelbrüche befindet.

Diese mutmaßlichen tektonischen Veränderungen der 400 m-Fläche nebst dem vermutlich gleichaltrigen Rurtalboden, die also in der Hauptsache in einer relativen Senkung nordöstlich der Linie Schmidt-Heimbach beruhen, machen die Deutung der aus der Scheitelfläche beiderseits der Rur zu den 400 m-Flächen nach NO hinabführenden Böschungsstufen als Verbiegungsrand der Eifelrumpffläche sehr wahrscheinlich. Denn diese mutmaßliche Flächenflexur streicht ebenfalls in der Richtung der Staffelbrüche von SO nach NW quer über das Rurtal bei Heimbach hinweg. Es ist anzunehmen, daß die Verbiegung der Rumpffläche der 400 m-

Verebnung kurz vorausging und daß die nachträglich noch stattfindenden Schollenbewegungen, die zur Staffelung des Talbodens führten, posthume Bewegungen längs derselben Schwächezone sind. Aus Analogiegründen wäre somit auch die südöstliche Böschungsstufe des Kermeter als gegen den Buntsandsteingraben gerichtete Flächenflexur aufzufassen, die somit vor der Ausebnung des Grabens entstanden zu denken ist. Ursprünglich müßte also der Einsattelung bei Kall schon eine tektonisch entstandene Einbeulung der Rumpffläche an der Stelle des bereits vorhandenen Buntsandsteingrabens entsprochen haben.

Das R u r t a l selbst zeigt unverkennbare Beziehungen zur Tektonik des Untergrundes. Es besteht deshalb das Problem, ob tektonische Kräfte den auffallenden Lauf der Rur verursacht haben, oder ob es sich um eine Anpassung des Flusses an bereits vorhandene tektonische Linien handelt.

Der Lauf der Rur läßt folgende Eigentümlichkeiten erkennen: Die obere Laufstrecke bis in die Gegend von Schmidt abwärts folgt dem Streichen der paläozoischen Schichten in der Mittellinie einer sehr breiten Rumpfmulde, die von der Rumpfschwelle des Venns im NW, sowie einer solchen im SO umrahmt wird. Bei Schmidt biegt die Rur aus dieser anfänglichen Laufrichtung rechtwinkelig gegen Heimbach ab, folgt also der Richtung der Staffelbrüche im Buntsandstein. Von Heimbach an wendet sich die Rur scharf nach NNW, wobei ihr Lauf mit den Abbruchslinien des Triasbruchfeldes nahezu zusammenfällt. Nur kurz vor ihrem Eintritt in das Vorland quert sie die nördliche Ecke des Triasdreieckes, die tektonisch schon der als Kufferather Staffel bezeichneten Vorstaffel des Rurgrabens angehört. Im Vorland endlich gehört die Rur ganz dem Rurgraben an.

Vom morphologischen Standpunkt ist also nur die Laufstrecke von der Umbiegung am Kermeternordrande bis zum Eintritt in den Rurgraben als abnorm zu bezeichnen. In Bezug auf die Kermeterstufe verhält sich die Rur wie ein Saumfluß, zur Triasscholle wie ein Schichtrandfluß, zur Abdachung sind beide Laufstrecken diskordant. Nicht das Vorland der Trias, sondern der Rurgraben spielt in der Talgeschichte der Rur die Rolle der lokalen Erosionsbasis.

Wie ist nun die enge Beziehung des Rurlaufes zur Tektonik des Untergrundes einerseits, die Diskordanz zur Abdachung andererseits zu erklären?

Die Rur ist als Plateaufluß sicher so alt wie die Rumpfmulde, in die sie sich eingeschnitten hat. Bei der Einebnung der 400 m-Fläche war sie mitbeteiligt. Wenn nun aber *Quaas* (32, 34) den Mäanderlauf entlang der Trias-Devongrenze aus tektonischen Bewegungen an derselben herleiten will, so verbietet das die gleich hohe Lage der 400 m-Fläche auf beiden Talseiten von selbst. Die Rur muß demnach schon nach Abschluß dieser Verebnung ihre jetzige Laufrichtung innegehabt haben. Somit haben wir es mit einer bereits während der Einebnungsphase erlangten Anpassung an den geologischen Bau zu tun, auf welche spätere tektonische Bewegungen keinen Einfluß hatten. Es ist die Annahme nicht von der Hand zu weisen, daß diese Anpassung durch allmähliche Verlegung des Buntsandsteinrandes von W nach O, möglicherweise unter dem wirksamen Einfluß der im Vergleich zu den rechten viel bedeutsameren linken Zuflüsse, zustande gekommen ist. Eine leichte, jedoch morphologisch nicht erkennbare Schrägstellung der 400 m-Fläche von W nach O könnte im selben Sinne gewirkt haben. Für eine Zurückverlegung der Buntsandsteingrenze sprechen die vereinzelten Funde von Buntsandsteinkonglomeratgeröll nahe der 400 m-Fläche, als auch der isolierte Konglomeratkegel des Burg-Bergs, der sicher, wie schon *Quaas* vermutet hat, von einer Flußschleife im W umgangen wurde. Bei der Hebung der 400 m-Fläche mag die Anpassung durch den Einfluß der Härteunterschiede beiderseits der Störungslinien noch verstärkt worden sein.

Werfen wir noch einen Blick auf die Talgestaltung, wie sie sich aus dieser ererbten, in der 400 m-Fläche bereits vorhandenen Anlage in der Folge ergeben hat. Es sollen hier nur jene morphologisch bedeutsamen Veränderungen zur Sprache gebracht werden, die von allgemeiner Bedeutung sind, im übrigen sei auf die ausführlichen Arbeiten von *Quaas* und *Kurtz* über das Rurtal verwiesen.

Zunächst möge auf die interessante Tatsache aufmerksam gemacht werden, daß sämtliche unter der 400 m-Fläche liegenden Terrassengruppen eine auffällige Parallelität mit der heutigen Flußaue besitzen, was auf absolute orogenetische Ruhe in dem stark zerstückelten Untergrunde schließen läßt. Sonach zeigen also die Terrassenhorizonte nur Ruhepausen zwischen epirogenetischen Bewegungen seit der Ausgestaltung der 400 m-Fläche an. Unter diesen Ruhepausen der Talentwicklung sind drei besonders bemerkenswert, da sie wesentliche Züge im Talbild hinterlassen haben. Ohne auf die

etwas abweichende Terrassengruppierung durch oben genannte Autoren einzugehen, sollen hier meine eigenen Beobachtungen angeführt sein.

Am Nordrand des Kermeter und innerhalb der 400 m-Fläche begegnen wir dem höchsten Talboden in 185 bis 172 m relativer Höhe in Gestalt von Kuppen- und Spornflächen, die auf einen frei mäandrierenden Rurlauf schließen lassen. Es mögen nur die von Woffelsbach abwärts zu beobachtenden Reste dieser hohen Talflur erwähnt sein. Von Gehöft Klaus südlich Schmidt reichte der Talboden über den Schils-Berg (422 m) hinüber. Bei Heimbach ging er vermutlich über den Eichel-Berg (378 m) hinweg. Die gegen das Rurtal beiderseits Nideggen vorspringenden Hauptbuntsandsteinsporne — beide 354 m hoch — stellen dank ihrer Härte weitere Reste des Talbodens der 180 m-Rur vor. Dann folgt westlich von Brück-Hetzingen die in 350 m Höhe vom Heidkopf ausgehende Terrasse sowie die gleich hohe am Südhang des Mausauel, deren äußerster Vorsprung einen ausgezeichneten Einblick in das oberhalb gelegene Rurtal gewährt. Schließlich treffen wir den Talboden noch als höchsten Absatz über dem schon stark zerschnittenen Bogheimer Prallhang und auf der anderen Talseite in 345 m Höhe am Westhang des Mausauel an.

Während der Anlage dieses höchsten Talbodens mögen die erwähnten Buntsandsteinauflagerungsflächen über dem Kalltal herauspräpariert worden sein. Bemerkenswert ist auch, daß damals die kuppige Wasserscheide vom Rädels-Berg bis zum Mausauel noch nicht so niedrig wie heute gewesen sein kann, sonst müßte die Rur über sie hinweg zum östlichen Vorland abgeflossen sein.

Unter vorerwähnter Talflur hebt sich in 145 m Höhe über dem Rurbett eine zweite durchlaufende Terrassenreihe ab, die einem mit freien und eingesenkten Mäandern abwechselnden Talboden angehörte. Wir nennen hier nur diejenigen Reste desselben, die sich aus der Gegend von Schmidt talabwärts verfolgen lassen: so den Stachels- und Eschaueler-Berg (370 bzw. 364 m) südlich Schmidt, dann die Hohen-Berg-Terrasse (360 m) am Nordhange des Kermeter, ferner die gekerbte Fläche des dem Alten-Berg vorgelagerten Talspornes (350 m) zwischen der Rur und dem Heimbach. Erst beiderseits Hausen begegnen wir dem 145 m-Talboden wieder und zwar rechts der Rur in einer 340 m hohen Terrasse zwischen dem Rädels- und Eichel-Berg, links der Rur in 336 m Höhe am Fuße des Odenbleuel. Die

gegenseitige Lage dieser Terrassen deutet auf eine ausgedehnte Flußschleife hin. Zwischen Hausen und Abenden folgte eine breite Talweitung, die sich über die Breidelsley, den Mittel- und Hondjes-Berg in durchschnittlich 320 m Höhe bis an die sanft ansteigenden Lehnen der wasserscheidenden Kuppen erstreckte. Wären zwischen letzteren damals schon so tiefe Einsattlungen wie heute vorhanden gewesen, so würde auch die 145 m-Rur bequem einen Ausweg nach O gefunden haben. Durch den Kühlenbusch und Roß-Berg, beiderseits Abenden, wurde der Talboden wiederum eingeschnürt. Bei Nideggen entspricht ihm die 320 m hohe Plattform, auf der die Burg steht. Vor dem Ausgange des Kalltales liegen entsprechend hohe, doch schmale Terrassen in 315 bis 320 m Höhe. Innerhalb der großen Talschleife bei Obermaubach sind keine gleichaltrigen Terrassen anzutreffen, doch führt *Quaas* Schotter in entsprechender Höhenlage an. Bei Leversbach mag der Talboden mit einer scharfen Wendung nach O über den in 310 m Höhe zugeschärften Sporn am Nordhange des Mausauel hinweggegangen sein. In gleicher Höhe schneidet auch eine später zu erwähnende Randterrasse in die Trias ein.

Auf die dritte durchlaufende Terrassenreihe brauche ich nur kurz einzugehen, da sie der *Kurtz*'schen „oberen Terrasse“, die 100 m über der Talsohle dem Engtale folgt, entspricht. Sie stellt einen stark gewundenen Tallauf vor, der nach früher Gesagtem ein jungpliozänes Alter besitzt. Er setzt sich, wie bereits erwähnt, ungestört auf die Kufferather Staffel fort, erleidet jedoch an dem Randbruch Thum-Kreuzau eine Absenkung und Überkreuzung durch den ältestdiluvialen Schuttfächer der Rur.

Welchen Einfluß hat nun der Rurgraben, dem die Rur zustrebt, auf die Entwicklung ihres Gebirgstales gehabt?

Bei der ersten Anlage der Rur auf der prämiozänen Rumpffläche mag der Rurgraben bestimmend für ihre Abflußrichtung gewesen sein, denn letzterer sank schon im Oligozän ein. Im Miozän beunruhigten keine orogenetischen Bewegungen in letzterem die Talentwicklung, die während desselben über die 400 m-Fläche bis zur 180 m-Terrasse gediehen sein mag. Im Pliozän und Diluvium war der Rurgraben wiederum in starker Senkung begriffen, deren Einzelrucke möglicherweise in der für die Rurterrassen bezeichnenden gruppenweisen Anordnung zum Ausdruck gelangen. Diese Senkungsrucke müßten sich allerdings nach einer jedesmaligen kontinentalen Hebung ereignet haben. Im Vorland haben die Senkungen wesentlich stärkeren Einfluß auf die Rur geübt,

besonders in Zeiten der Aufschüttung. Wir erinnern uns, daß die in der ältesten Diluvialzeit stark nach O abbiegende Rur durch einen solchen Vorgang gezwungen wurde, in das Bereich des Rurgrabens zurückzukehren.

Außer der 400 m-Fläche gehören noch zwei weitere Niveauflächen in 360 m und durchschnittlich 300 m M. H. der Übergangszone an.

Ganz auf Zone b beschränkt ist die 360 m-Niveaufläche, die über verschiedene, oft sehr bedeutende Störungslinien glatt hinweggeht. Mit Ausnahme der isolierten Kuppenfläche 358 südöstlich Vlatten, von der aus sie gut zu übersehen ist, ist ihr Auftreten an die Wasserscheide geknüpft. Sie folgt dieser von Gehöft Walbig bis zum Rädels-Berg in Form einer nur wenig eingekerbten, fast horizontalen Fläche. Diese besitzt eine fast übereinstimmende Höhenlage mit dem 180 m-Talboden der Rur, ist aber, wenigstens im südlichen Teil, durch höhere Aufragungen (Sonnen-Berg) von ihm getrennt. Da somit ein genetischer Zusammenhang beider nicht besteht, dürfte es sich um eine in die 400 m-Fläche eingreifende, selbständige, doch gleichzeitig entstandene Abtragungsfläche handeln, mit der auch die abgedeckten Flächen über der Kall korrespondieren würden. Vielleicht stellt das Niveau der Kuppe 346 östlich Vlatten, an derem Aufbau, im Gegensatz zur Kuppe 358, sich nicht die den Sandstein der Zone b an Härte übertreffenden oberen Muschelkalkhorizonte beteiligen, ein unterjochter Rest der 360 m-Fläche dar.

Auf den Außenrand der Übergangszone beschränkt, legt sich die 300 m-Niveaufläche teils über die Zone b hinweg, teils greift sie auch auf die Zone c über. Zwischen dem Berger und dem Vlattener Bach schneidet sie die Bruchflexur der Zone c oben ab. Durch deren nach Westen gerichtete Schichtstufe unterbrochen, stellt sie sich westlich derselben wieder über sanft steigenden Berglehnen in der Sandsteinzone ein. Man hat den Eindruck einer nach außen schwach abfallenden Abtragungsfläche. Zwischen dem Neffel- und dem Thumer Bach stellen sich Verflachungen der Hänge in ähnlicher Höhe nahe und über dem Stirnrande der zum Vorlande hinabtauchenden Flexur ein. Über die flachen Firste der Schichtstufen des Breitel und Kaiser-Bergs ging womöglich die 300 m-Fläche hinweg. Zwischen Rath und Nideggen tritt über dem Oberen Buntsandstein ein durch flache Ursprungsmulden fast aufgezehrtes Niveau in 315 bis 325 m Höhe auf. An dieses schließt sich südwärts eine wasserscheidende 332 m-Fläche östlich Nideggen an, an diese wiederum

fast gleichhohe Kuppen, der Klemensstock (341 m) und die Höhe 338.3, die ihrerseits dem 360 m-Niveau der Wasserscheide vorgelagert sind.

Mit der Möglichkeit, daß die vorerwähnten wasserscheidenden Niveaus durch die Wirkung der mit der rückschreitenden Erosion Hand in Hand arbeitenden Abspülung aus einem ursprünglich höheren Niveau hervorgegangen sind, muß bei der Erklärung derselben in erster Linie gerechnet werden, insbesondere wegen des Verlaufes der Wasserscheide auf dem der Denudation leicht unterliegenden Oberen Buntsandstein.

Je mehr die Wasserscheide durch Ursprungsmulden eingekerbt wird, desto lebhafter wird sich die Abtragung auch in den Gipfelpunkten vollziehen. Die Denudationsprodukte finden so nach allen Seiten Abflußkanäle. Es wird die kuppige Wasserscheide also rascher erniedrigt als die rückenförmige.

Von diesen Gesichtspunkten ausgehend, läßt sich die von Niveauflächen eingenommene Wasserscheide östlich der unteren Gebirgsrur in 3 Abschnitte gliedern. Der südliche, welcher die 360 m-Fläche trägt, ist von der Abtragung nach beiden Seiten gleich begünstigt, daher ist die Wasserscheide nur wenig eingekerbt und flach zugerundet. Der mittlere Abschnitt wird von entgegenstehenden Usprungsmulden um 20 m eingesattelt. Die Kulminationspunkte sind fast gleich hoch, aber um etwa 20 m niedriger als der Anteil der Wasserscheide an der 360 m-Fläche. Diese Verhältnisse sprechen entschieden für eine Unterjochung einer einst flächenhaften Wasserscheide. Ferner geht daraus hervor, daß die Denudation bei entgegenstehender Anordnung der Talanfänge die Gipfelpunkte im selben Verhältnis erniedrigt hat als die Joche. Im nördlichen Abschnitt hat sich die Wasserscheide im Diluvium zu Gunsten der Rur verschoben, indem der Thumer Bach dem Erftnetz verloren gegangen ist. Dieser Umstand mußte der Abtragung im Quellgebiet dieses Baches zugute kommen. Vielleicht erklärt sich auf diese Weise die wiederum tiefere Lage der Flächen zwischen Nideggen und Rath gegenüber den bei Nideggen auftretenden. In diesem Zusammenhang erscheint nur die 360 m-Fläche konstant geblieben zu sein. Indessen dürfen wir die Abtragung, die sich in der Zurundung derselben ausspricht, nicht gering anschlagen. Es könnte auch über dem südlichen Abschnitt der Wasserscheide eine unterjochte, vielleicht aus der 400m-Fläche hervorgegangene Fläche vorliegen.

Südlich vom Bruchbach macht sich der Einfluß des tektonischen Baues innerhalb der Übergangszone geltend. Deutlich hebt sich der vom Bleibach durchbrochene Buntsandsteinhorst von Kommern orographisch über die rücklings in Zone b eingesenkte, asymetrisch gestaltete Schützendorfer Niederung heraus.

Befassen wir uns zunächst mit dem Buntsandsteinhorst von Kommern. Er erhebt sich gestaffelt aus der Mechernicher Talung. Längs des Bleibachdurchbruches ist er am stärksten gehoben. Links desselben sinkt der Buntsandstein mit NW-Einfallen gegen die dem Bruchbach folgende Randstörung des Horstes herab. Im NO wie im SW von Längssprüngen eingefaßt, ist der Horst auch in sich von Quer- und Längsstörungen zerstückelt. Klotzartig, mit breiter Wölbung seines bewaldeten Scheitels ragt er aus seiner Umgebung ziemlich steil aus. Die höchsten Erhebungen fallen in die Achse der stärksten Hebung des Horstes und besitzen fast die gleiche Höhe von etwa 370 m. Der nordwestliche Teilhorst dacht sich anscheinend gleichmäßig gegen das Bruchbachtal ab. Hingegen ist der südöstliche gestuft. Eine ausgedehnte 335 m - Fläche liegt über den Bruchstaffeln seiner Südabdachung. Ausgewitterte Konglomeratgerölle bedecken dieselbe. Darüber erhebt sich längs des Bleibachdurchbruches, anscheinend über selbständigen Staffelschollen, der kuppig gestaltete höchste Teil des Horstes. Von SW nach NO nimmt die Höhe der Kuppen mit dem staffelartigen Herabsteigen der Schollen zur Kommerner Randstörung ab. Es spricht sich allem Anschein nach in der Morphologie des Horstes die tektonische Gliederung aus. So scheint es, als ob das Mittelstück des Horstes nach erfolgter Anlage der 335 m-Fläche gestaffelt, der nördliche Teilhorst hingegen als Ganzes im Süden stärker als im Norden herausgehoben wäre. In einem späteren Zusammenhang werden wir einer anderen Deutung den Vorzug geben.

Die Schützendorfer Niederung deckt sich mit dem einseitig gestaffelten Einbruch der Zone b gegen die westlichen Randbrüche des Buntsandsteinhorstes. Bruchbach und Bleibach haben sich längs ihrer Nordwest- bzw. Südostumrandung eingeschnitten. Von der Kuppe des Gries-Bergs bei Mechernich erlangt man einen ausgezeichneten Überblick über die Niederung. Sanft fallen die Gehänge vom Kermeter und der wasserscheidenden Wallenthaler Fläche gegen den Fuß der Horststufe herab. Mit etwas kräftigerer Neigung sinkt die Südflanke des Düttlinger Rückens zum Bruchbach herunter. Mauerartig geschlossen hebt sich aus dem Bleibachtal die südliche, aus Haupt-

buntsandstein aufgebaute Umrahmung der Niederung heraus. Über den niedrigen V- bis kastenförmig gestalteten Bachbetten erheben sich die gegen den Fuß des Kommerner Horstes abfallenden Talrippen mit zwei durch einen kräftigeren Anstieg verknüpften Verflachungen. In den Verflachungen spiegeln sich zwei Entwicklungsstadien der Niederung wieder. Über den bachwärts gelegenen Teilen der unteren Ebenheit, auf der Roggendorf liegt und die sich auch zwischen den Quellästen des Bruchbaches breit ausdehnt, sind sandige Konglomeratschotter und Eisensteingerölle ausgebreitet. Längs des Bruchbachtales lassen sich diese bis ins Vorland hinaus auf die Fußfläche des Triasgebirgsrandes verfolgen. Zwischen Glehn und Eicks bedecken sie einen breiten, etwa dreißig Meter hohen, linksseitigen Talhangabsatz, auf den eine Anzahl sanfter Ursprungsmulden nordöstlich Glehn eingestellt sind. Bevor sie in die ältestdiluviale Schotterterrasse des Görres-Bergs übergehen (s. Vorland), folgen sie von Eicks ab einer breiten 235 m hohen Muschelkalktalung über dem rechten Steilufer. Die unteren Verflachungen innerhalb der Schützendorfer Niederung bilden somit eine Abtragungsform, die ihre ungewöhnliche Breite hauptsächlich der leichten Zerstörbarkeit des Oberen Buntsandsteines verdankt. Ihre Ausgestaltung fällt ins Jungpliozän, denn die ältestdiluvialen Schotter bedecken sie.

Die oberen Hangverflachungen liegen in einem nach Osten offenen Halbkreis um Bergbuir in 350 bis 360 m Höhe. Am Westfuße des nördlichen Teilhorstes von Kommern spielt die 320 m hohe Hosteler Fläche dieselbe Rolle. Somit ergibt sich für das ältere Entwicklungsstadium der Niederung die Form einer flachen, gegen den Fuß des Buntsandsteinhorstes geneigten Einmuldung. Auch diese dürfte — wir werden später darauf zurückkommen — im wesentlichen das Werk der flächenhaften Ausräumung in der asymetrischen Einbruchszone des Oberen Buntsandsteines südwestlich des Kommerner Horstes sein.

Der südöstliche Abschluß der Niederung, jenseits der Bahn, welcher noch am ehesten den Eindruck einer einheitlichen Bruchstufe macht, ist wegen der durch den Erzbergbau verursachten landschaftlichen Veränderung morphologischen Studien leider wenig günstig. Es muß jedoch hervorgehoben werden, daß diese Stufe die zahlreichen in der Trias aufsitzenden Staffelbrüche schräg schneidet (3), letztere also nicht die Ursache der Stufe sein können. Da der ihrem Fuße folgende Bleibach sich hart an der Grenze zwischen Haupt- und Oberem Buntsandstein eingeschnitten hat, so ist wahrscheinlicher, daß es sich hier

um eine freigelegte Stufe handelt. Die Stufe selbst weist zwischen Kallmuth und Scheven eine tiefe und breite Scharte auf, deren Boden von einer etwas über 400 m hoch liegenden, schwach NO geneigten Fläche eingenommen wird, aus der beiderseits Ursprungsmulden hinabziehen. Sie deckt sich mit einem aus stark zerfressenem Sandstein bestehenden, nach derselben Richtung geneigten Grabenbruch, der im Osten von Staffeln des normal ausgebildeten Hauptbuntsandsteines eingefaßt wird. Die innige Beziehung der Sattelfläche zum geologischen Bau widerspräche nicht einer tektonischen Erklärung. Ich gebe jedoch der näherliegenden Deutung den Vorzug, wonach die rückschreitende Erosion des Kallmuther Baches in dem mürben Sandstein des Grabens eine äußerst flache Ursprungsmulde anlegte, deren Rückenlehne durch die rechtwinkelig entgegenarbeitende Tätigkeit des Bleibaches aufgebrochen wurde. Die schwache NO-Neigung der Fläche erkläre ich mir durch die infolge des gleichsinnigen Schichtfallens nach dorthin begünstigte Abspülung.

Die Mechernicher Trockentalung, die ein Teil der Querfurche Kall-Mechernich-Satzvey ist, schiebt sich zwischen obige Stufe und den Griesberghorst ein. Sie deckt sich mit einem Buntsandsteingraben. In Höhe des Bahnhofes Mechernich liegt der schmalste aber äußerst flache Teil der Talung in mürbem, leicht zerfallendem Sandstein. Rasch weitet sich diese ostwärts zu einer den Hauptteil des Ortes aufnehmenden Ursprungsmulde aus, welche ins Veybachtal hinunterzieht. Am Ostausgange des Ortes schneidet die Ursprungsmulde bereits in devonische Schichten ein. Anzeichen eines ehemaligen Übergangs des Bleibaches über die flache, 300 m hoch liegende Schwelle sind nicht vorhanden. Die östlich Roggendorf über dem rechten Bleibachufer in 295 m Höhe erhaltene Schotterterrasse beweist im Gegenteil, daß der Bleibach schon damals seine heutige Laufrichtung inne hatte. Wir können also unbedenklich die Talung als das Werk der in dem mürben Sandstein rasch um sich greifenden rückschreitenden Erosion in Verbindung mit der Denudation betrachten. Die Niederlegung der Rückwand der Ursprungsmulde dürfte durch die Seitenerosion des Bleibaches wesentlich unterstützt worden sein.

Aus der Übergangszone bewerkstelligt die Randstufe den Abfall entweder direkt zum Vorland oder zur Vorzone. Der morphologische Charakter und der Verlauf der äußeren Stufe hängt aufs innigste von der Tektonik ab. Darnach lassen sich 3 Abschnitte

unterscheiden: Der nördliche, zugleich längste Abschnitt reicht südwärts bis zur Flosdorfer Querstörung, der mittlere von dieser bis zum Bleibach, der südliche von da bis zum Veybach.

Im nördlichen Abschnitt liegt eine Flexurstufe vor, die sich teils an die Bruchflexur in Zone c hält, teils, so nördlich vom Thumer Bach, sich schon in Zone b einstellt. Die Böschungsebene der Stufe schneidet die abgebogenen und verworfenen Triasschichten in spitzem Winkel. Da dieselbe zwischen dem Thumer- und dem Neffelbach bruchlos unter die söhligen untermiozänen Sande untertaucht, kann es nicht zweifelhaft sein, daß in der Flexurböschung ein verbogenes Stück der prämiozänen Rumpffläche vorliegt. Aus der söhligen Lagerung des Tertiärs über dem Fuße der Flexur folgert *Quaas* (31), daß dieses nicht mehr an den gebirgsaufrichtenden Vorgängen teilgenommen hat. Jedoch kann diese Auffassung nur insoweit richtig sein, als es sich um das mit dem Aufreißen der NW gerichteten Zerrsprünge erfolgten Einsinken der Schollen, welche an dem Aufbau der Flexur beteiligt sind, handelt. Diese Bewegungen sind sicher älter wie die ihre Wirkungen ausgleichende Flexurfläche. Einer nochmaligen Verbiegung der letzteren widerspricht m. E. nicht die schwebende Lagerung des Tertiärs. Es sei nur erwähnt, daß auch die beteiligten Keuperschichten vor ihrem Untertauchen nahezu söhlige Lagerung annehmen. Ferner wurde bei Eppenich die Abbiegung der Flexurfläche dadurch verstärkt, daß hier in der Tertiärzeit ein NW streichender Zerrsprung die Keuperplatte einseitig gegen den Muschelkalkzug der Höhe 246 verwarf.

Die Flexurstufe wird von der 300 m-Randfläche in spitzem Winkel oben abgeschnitten, sie muß daher schon vor Anlage der sie köpfenden Fläche, die ihrerseits jünger ist wie die verbogene prämiozäne Fläche der Flexur, älter jedoch wie die auf letztere übergreifende diluviale Eifelschotterfläche, entstanden sein.

Im mittleren Abschnitt übernimmt eine an den von Kommern nach Flosdorf nach NW verlaufenden Längssprung geknüpfte Bruchstufe die Rolle der Randstufe. Sie setzt links vom Bruchbach zunächst im Oberen Buntsandstein von Flosdorf, dann im Muschelkalk auf und ist schon erheblich abgeflacht. Auf der rechten Seite des Baches bildet sie bis zum Bleibach den kräftigen Abfall des Hauptbuntsandsteinhorstes von Kommern.

Südlich des Bleibaches ändert sich der morphologische Charakter der Randstufe wieder völlig. Die Kommerner Störung verliert ihre bisherige morphologische Bedeutung. Die Rolle der Randstufe über-

nimmt hier die Fläche einer Keilscholle, die, nach NO vorspringend, bei Satzvey unter das Tertiär des Vorlandes einsinkt. Sie läßt in der Nähe dieses Ortes eine tiefgründige chemische Zersetzung erkennen (8). Aus im nächsten Abschnitt zu erörternden Gründen betrachte ich sie als ein schräggestelltes Stück der prämiozänen Rumpffläche. Zwischen die Keilscholle und den durch die Kommerner Störung begrenzten Buntsandsteinhorst schiebt sich noch ein schmaler Buntsandsteingraben ein, der durch die nach Schaven gerichtete Längsverwerfung von der Keilscholle abgesetzt ist. Sowohl über die Kante der Keilscholle als auch über den Graben legt sich eine Fläche hinweg, die über jener 320 m, über diesem 300 m hoch liegt. Wir erinnern uns, daß auch der Buntsandsteinhorst westlich des Grabens eine Fläche in 335 m Höhe trägt. Vermutlich gehören alle diese Flächen ursprünglich einer einheitlichen Abtragungsfläche an, die nachträglich zerbrochen ist. Dieselbe erweist sich wiederum als jünger wie die mit der Keilscholle schiefgestellte prämiozäne Fläche. Sie köpft in ähnlicher Weise den First der Keilscholle wie die 300 m-Fläche die erwähnte Flexurstufe.

Eine eigentümliche Stellung zu den oben besprochenen, an die Tektonik angepaßten Großformen südlich des Bruchbaches nimmt das Bleibachtal ein. Wie schon hervorgehoben, ist sein SW—NO gerichteter oberer Abschnitt durch die ungefähre Grenze zwischen dem Hauptbuntsandstein im SO und dem Oberen Buntsandstein im NW vorgezeichnet. Über die niedrige Schwelle der Mechernicher Talung ist der Bleibach, wie erwähnt, nicht hinweggeflossen. Schon zur Zeit der Roggendorfer Terrasse durchbrach er, vor der Talung von Mechernich rechtwinkelig umbiegend, in NO-Richtung den Kommerner Horst. Im Durchbruchstal, dessen bewaldete Hänge ziemlich steil aufstreben, ist seine in die Grauwacken des Devons eingeschnittene Sohle gegenüber der rücklings im Oberen Buntsandstein verlaufenden verhältnismäßig schmal, jedoch wie die sumpfigen Stellen darin beweisen, ebenso ausgeglichen. In der rechten Talwand ist in 320 m Höhe ein schmaler Absatz vorhanden, der aber den Verdacht einer Schichtterrasse erweckt, da nur wenige Meter darüber der Buntsandstein auflagert. Dagegen erscheint mir die an die Kuppe 346,5 des Griesberghorstes angelehnte, nach dem Tal hin bis auf 325 m schwach sich neigende Fläche, deren Untergrund aus konglomeratführendem Buntsandstein besteht, der Rest eines breitwannigen älteren Bleibachtals zu sein. Dieses könnte also mit dem älteren Boden der Schützendorfer Niederung im Zusammenhang gestanden haben und, was sehr wahrscheinlich ist, auch mit der in den

Kommerner Horst und in die Satzveyer Keilscholle einschneidenden Randfläche. Trifft dies zu, so dürfte der Kommerner Horst zwar nach Anlage der in seinem Bereiche auftretenden Verebnungen noch um etwa 15 m über seine Umgebung gehoben worden sein, aber im großen ganzen schon seine heutige morphologische Form über der 335 m-Fläche besessen haben. Bezüglich des Bleibachdurchbruches ergibt sich hieraus mit einiger Wahrscheinlichkeit, daß er sich auf einer schwach zum Vorland geneigten Fläche, die einst über die westlichen Randbrüche des Kommerner Horstes und über dessen höchste Teile glatt hinwegging, heraus entwickelt hat. Die morphologische Form des Durchbruches ist somit die natürliche Folge der Härteverteilung in jener Fläche.*) Der Erklärung des Bleibachdurchbruches durch rückschreitende Erosion bereiten neben den geschilderten Verhältnissen auch die hohen Schottervorkommen in 280 m Höhe beiderseits Kommern, die sich an den Fuß der Horststufe anlehnen, Schwierigkeiten. Es ist auch nicht einzusehen, daß bei den damals noch weit geringeren Höhenunterschieden sich die Erosion gerade die wegen ihres Gesteinscharakters am schwersten zu durchnagende Stelle ausgesucht haben sollte.

Entsprechend obiger Auffassung wäre also auch die älteste Form der Schützendorfer Niederung durch eine in ihrem Bereich rasch um sich greifende Ausräumung seitens des Bleibaches, vielleicht unter Mitwirkung des Bruchbaches, zustande gekommen.

Die V o r z o n e ist nur vor der Bruchstufe zwischen der Flosdorfer Querstörung und dem Bleibach entwickelt. Sie besteht hauptsächlich aus Schollen des Muschelkalk-Keuperbandes. Morphologisch gliedert sich die Vorzone in zwei Hälften. Die nördliche Hälfte, zwischen der Flosdorfer Querstörung und dem Bruchbach, ist in Form einer 245 m hohen flachwelligen Platte entwickelt, deren gegen Schwerfen vorspringender Teil sich plötzlich auf 225 m Höhe erniedrigt. In dieses, an einem NW streichenden Bruch abgesunkene Stück der Platte ist nach Schwerfen zu eine Tertiärscholle eingebrochen. Die Oberfläche beider erniedrigten Anteile der Platte bildet ein einheitliches Terrassenniveau des Bruchbaches. Auf der 245 m-Platte liegen am Abhange des Irnicher Bergs Tertiärkiese vermengt mit Flußgeröll. Diese Platte verrät also ebenfalls Spuren einer Flußtätigkeit. Jedoch scheint es mir, daß die ziemlich ebenen Oberflächen der Felsplatten ursprünglich

---

*) Ein durch verschiedene Gesteinshärte bedingter Durchbruch könnte als „Härtlingsdurchbruch“ bezeichnet werden.

vollständig von tertiären Ablagerungen — nach *Quaas* (35) handelt es sich um Miozän — bedeckt waren, und durch die Tätigkeit der Gebirgswässer abgedeckt wurden. Es dürften demnach herauspräparierte, abgestaffelte Stücke der prämiozänen Rumpffläche sein.

Zwischen dem Bruchbach und dem Bleibach, die beide Querstörungen folgen, wird die südliche Hälfte der Vorzone von einem durch Beteiligung des Buntsandsteins noch bunteren Schollenmosaik eingenommen, über welches sich eine unebene Übergangsböschung hinweglegt. Diese setzt am Ostabfall des Kommerner Horstes in 275 m Höhe an und dacht sich allmählich, aber ungleichförmig zum Vorland ab. Die Randbrüche der südlichen Schollenzone sind in der übergreifenden „Fußfläche" eingeebnet. Auch obige Übergangsböschung zeigt, ohne Terrassencharakter zu besitzen, deutliche Spuren der Flußtätigkeit. Sie ist von Geröll übersät, das jedoch zum größten Teil als abgewanderter Konglomeratschutt anzusehen ist. Tertiärreste fehlen auf ihr gänzlich. Ein einheitliches Formelement ist also die Vorzone zwischen dem Blei- und dem Veybach nicht. Es wäre möglich, daß sie durch Abtragung aus einer am Kommerner Längssprung abgestaffelten Rumpfplatte hervorgegangen ist.

Ein Rückblick über die am Abfall über die Trias zwischen der Rur und der Querfurche Kall-Mechernich-Satzvey auftretenden Großformen ergibt zusammengefaßt folgendes: Die innere Stufe, die den Charakter einer flachen Übergangsböschung aus der Scheitelfläche zu der sich zwischen 400 und 300 m bewegenden Übergangszone besitzt, entspricht wahrscheinlich dem abgebogenen Außenrand der Eifelrumpffläche. Die Übergangszone setzt sich aus 3 Abtragungsflächen zusammen. Von diesen nimmt die 400 m-Fläche den breitesten Raum ein. Sie dürfte sich entweder unmittelbar mit oder kurz nach der Aufbiegung der Scheitelfläche aus relativ zurückgebliebenen Teilen der Rumpffläche heraus entwickelt haben. Infolge ihrer Lage in dem leicht der Denudation unterliegenden Sandstein der Zone b ist sie rechts der Rur durch die Randzertalung weitestgehend zerstört und fast nur noch in Form eines über Rücken und Kuppen hinwegziehenden Niveaus erhalten. Ehedem stand sie über das Rurtal hinweg mit der 400 m-Fläche des aus devonischen Schichten sich aufbauenden Rumpfplateaus von Schmidt-Hürtgen in Verbindung. Ein wohl gleichaltriges, aber isoliertes Stück der 400 m-Abtragungsfläche verzahnt sich über dem wasserscheidenden Sattel der Wallenthaler Höhe mit der Scheitelfläche. Wahrscheinlich ist der Innenrand der 400 m-Verebnungsfläche am Nord-

rande des Kermeter vor Ausbildung der höchsten Talterrasse (172 bis 185 m relativer Höhe) durch posthume Bewegungen an Staffelbrüchen in verschieden hohe Lage gekommen. Die mittlere Fläche der Übergangszone hält sich in durchschnittlich 360 m Höhe. Sie gibt sich teils in Form von mit der 400 m-Fläche sich verzahnenden, vom Buntsandstein entblößten Flächen, beiderseits des unteren Kalltales, teils in Gestalt eines der 400 m-Fläche vorgelagerten Kuppen- und Rückenniveaus im Sandstein der Gesteinszone b des Triasgebietes zu erkennen. Nur wenige Meter darunter, und die genannten Niveauanteile trennend, verläuft der 180 m-Talboden der Rur. Es dürfte somit das 360 m-Niveau ebenfalls aus einer selbständigen Abtragungsfläche herausgeschnitten sein. Zur Übergangszone gehören auch noch die in 300 m Meereshöhe auftretenden, verhältnismäßig schmalen Randflächen, die sich, wie wir später noch sehen werden, in eine am ganzen Gebirgsabfall vorhandene Randterrasse einordnen lassen. Die in die Übergangszone eingeschachtelte Schützendorfer Niederung ist vermutlich eine gleichzeitig mit den 300 m-Randflächen entstandene Ausräumungsform, die sehr wahrscheinlich im Bleibach-Durchbruch durch den Kommerner Horst mit dessen Randterrasse in Verbindung stand. Außerhalb der 300 m-Randflächen setzt rasch ein mehr oder weniger kräftiger Stufenabfall zur Vorzone bzw. zum Vorland ein, das hier mit dem Innenrand der Eifelschotterfläche beginnt. Diese Randstufe tritt von NW nach SO nacheinander in Form einer Flexur-, dann einer Bruch- und schließlich einer schrägen Schollenfläche auf. Dort, wo die Randstufe als Flexur- und Schollenfläche ausgebildet ist, taucht sie unter die untermiozänen Schichten des Vorlandes unter. Die Eifelschotterfläche greift wiederum störungslos auf ihren Fuß über. Nur vor der Bruchstufe ist noch eine Vorzone entwickelt, über welcher die prämiozäne Fläche nur wenige Meter über der Vorlandsschotterfläche liegt. Über den beiden andern Stufen ist dagegen die prämiozäne Fläche verbogen bezüglich schräggestellt. Da sich die tektonisch also verschiedenartigen Stufen gegenseitig ablösen, sind sie wohl einheitlicher Entstehung, die in die Zeit nach Ausbildung der prämiozänen Fläche und vor Anlage der auf die Stufen übergreifenden 300 m-Randflächen fallen muß.

Mit der Keilscholle zwischen dem Blei- und dem Veybach beginnt ein neues, dem oben besprochenen Glied des Abfalles sonst fremdes Formelement, das genetisch schon zu dem System von Schrägschollen gehört, die den nächsten Abschnitt auszeichnen und mit dem ein plötzliches Vordringen des Gebirges nach NO einsetzt.

6. Der Abfall des Erftgebietes.

(s. Profil D, Tafel I).

Dieses Glied des Buchtabfalles der Eifel, das im NW von der Querfurche Satzvey-Mechernich-Kall, im SO von der Erft talabwärts bis Iversheim und von da durch eine ins Klosterbachlängstal hineinlaufende NO-Linie begrenzt wird, gehört seinem Aufbau nach der südöstlichen Umrandung des Triasbruchfeldes an und zeichnet sich geologisch nur durch die Beteiligung der Sötenicher Kalkmulde, sowie einiger Buntsandsteininseln von dem Devongebiet des Ahrgebirges und von dessen Abfall aus. Morphologisch aber bildet es, dank seines mannigfaltigen Gesteinsaufbaues und eines noch zu besprechenden bedeutsamen Einflusses tektonischer Linien auf das Landschaftsbild ein durchaus selbständiges Glied des Buchtabfalles der Eifel.

Der Abfall des Erftgebietes wird orographisch durch zwei asymetrisch gestaltete, jeweils im NO durch verhältnismäßig steil abfallende Höhenzüge begrenzte Niederungsgebiete quer zum Abfall gegliedert. Dadurch erweckt letzterer den Eindruck einer Stufenlandschaft. Die innere Stufe begrenzt den kuppigen Höhenzug nordöstlich der Linie Eicherscheid-Breitenbenden unnd schließt die Nöthener Niederung im NO ab. Die äußere Stufe, gebildet vom SW-Abfall des Billigerwald- und des Kirchheimer Rückens, riegelt die nach NW mit der Fußfläche des Triasvorlandes in offener Verbindung stehenden Gebirgsniederung, die Antweiler Niederung, gegen das nordöstliche Vorland, das hier von der Hauptterrasse eingenommen wird, ab. Die Stufen selbst stellen die verhältnismäßig steil geböschten Ränder von nach NO abgedachten Keilschollen dar, welche durch bedeutende NW gerichtete Störungen an ihrer Gebirgsseite begrenzt werden. Sie sollen nach diesen als Holzheimer- bzw. Arloffer Stufe bezeichnet sein. Die Kante der inneren oder Eschweiler Scholle erhebt sich mit wellig gestalteter Profillinie am höchsten im Hirn-Berg zu 457.5 m, die flachere Kante der randlich gelegenen Billig-Kirchheimer Scholle im Billiger Wald nur noch zur Maximalhöhe von 316.3 m.

Diskordant zu dieser Stufenabdachung verhalten sich die breitsohlig eingeschnittenen Täler, die von der Erft und ihren linksseitigen Zuflüssen, dem Vey- und dem Eschweiler Bach, zum Vorland entwässert werden. Der Klosterbach bildet dagegen mit seinem im Streichen des Grundgebirges gelegenen Talstück die orographisch außerordentlich scharf hervortretende Grenze gegen den rasch zu 400 m Höhe sich erhebenden Teil des südlichsten Gebirgsabschnitts. Der Vey-

bach gliedert ein schmales nordwestliches Stück, die schon erwähnte Satzveyer Keilscholle, von der Eschweiler Scholle ab. Die randliche Keilscholle wird von der Erft in zwei ungleiche Teile zerlegt, in die Billiger Scholle und die kleinere Kirchheimer Scholle, an deren Aufbau sich im Gegensatz zu jener auch mitteldevonische Gesteine beteiligen.

Bevor wir uns mit den durch die Stufen geschiedenen orographisch selbständigen Teilen des Abfalles beschäftigen, wollen wir zunächst den Einfluß, den die Gesteine durch ihre räumliche Anordnung, ihre Lagerung und Beschaffenheit auf das Landschaftsbild gewinnen, schildern.

Einleitend wäre dazu zu bemerken, daß die devonischen Schichten die genannten Teile des Abfalles unabhängig von den Stufen und zwar rechtwinkelig zu diesen durchsetzen. Sie bilden drei NO gerichtete ungleich breite Streifen. Die beiden seitlichen bauen sich im wesentlichen aus Grauwacken, wozu im nordwestlichen Streifen Quarzite hinzutreten, auf und umschließen die nach NO sich immer mehr verschmälernde Sötenicher Kalkmulde,*) innerhalb welcher Kalke, Kalksandsteine, Dolomite und Mergel sich verhältnismäßig rasch einander ablösen.

Diese räumliche Anordnung der Gesteinsschichten gibt sich schon in der Kulturfähigkeit des Bodens kund, indem nur die Sötenicher Mulde in größerem Umfang als Ackerland in Benutzung genommen ist, während die nur einen dürftigen, weil meist schüttigen Verwitterungsboden liefernden Unterdevonstreifen aufgeforstet sind. Zwar fehlt auch der Sötenicher Mulde der Wald nicht völlig, indem er sich über den sandigen Dolomiten fleckenartig ausdehnt, wohingegen die dolomitisierten Kalke, infolge ihrer Neigung Steinböden zu bilden, den Anbau ebenfalls nicht lohnen und deshalb ihrer ursprünglichen Heidedecke meist belassen sind.

Auch durch den Charakter der Täler hebt sich der Mitteldevonstreifen von den anstoßenden Unterdevongebieten ab. Infolge der größeren Durchlässigkeit der mitteldevonischen Schichten sind die in der Sötenicher Mulde beheimateten Täler ohne Rinnsale und besitzen breite Sohlen und steile Talwände. Wir begegnen zwar auch kurzen Trockentälern in dem sich aus schiefrig-sandigem Unterdevon aufbauenden Höhenzug westlich von Münstereifel, doch sind diese flach V-förmig gestaltet. Bei ihnen scheint der Mangel eines größeren Ein-

*) Eine Mulde nur im geologischen, nicht im morphologischen Sinn.

zugsgebietes unter den gegenwärtigen klimatischen Verhältnissen schuld an der Wasserlosigkeit zu sein. Alle größeren Gewässer aber, die in die Sötenicher Mulde eintreten, wie die Erft, der Eschweiler- und der Veybach, bestreiten ihren Wasserhaushalt aus den Unterdevongebieten bzw. aus Spaltenquellen am Rande des Kalkgebietes.

Die nach Löslichkeit und mechanischer Verwitterbarkeit verschieden sich verhaltenden Gesteine der Sötenicher Kalkmulde bedingen ferner, im Gegensatz zu den in dieser Beziehung wenig von einander abweichenden Unterdevonschichten, das unruhige Kleinrelief des mittleren Streifens. Es vollzieht sich jedoch auch innerhalb der Sötenicher Mulde mit dem Wechsel der Gesteine und mit der zunehmenden Zusammenfaltung derselben nach NO ein Wechsel der Formung. Im Ursprungsgebiet der Randgewässer, woselbst nur Dolomite die Oberfläche zusammensetzen, sind dieTalanfänge ungewöhnlich reich gegliedert, die Talsohlen meist wasserlos, die Hochflächen daselbst in flache Kuppen aufgelöst. Offenbar ist dies eine Folge der starken, aber ungleichmäßigen Löslichkeit des Gesteins. Die 80 m tiefen, mit Quarzschotter erfüllten Kalktaschen am Tanz-Berg bei Keldenich sind das Ergebnis eines tertiären Lösungsvorganges. Östlich des Tales von Eiserfey beginnt ein wechselvollerer Aufbau der Mulde. Zahlreiche Längssprünge bringen rasch nacheinander die verschiedenartigsten Gesteine an die Oberfläche, was eine ausgesprochene Rippung der Kalklandschaft zur Folge hatte. Östlich von Eiserfey, dann zwischen Wachendorf und Iversheim und bei Kirchheim ist die Rippung am schönsten ausgeprägt. Meistens ist die an die Gesteinszüge geknüpfte Wellung begründet in ursprünglichen Unterschieden der Löslichkeit und der mechanischen Verwitterbarkeit der Gesteine. Bei Wachendorf und Iversheim treten die Korallenkalke als Rückenbildner zwischen Plattenkalken auf. Im Kirspenicher Gebiet verhalten sich die Kalksandsteine als Härtlinge gegenüber Knollen- und Mergelkalken. Bei der aus jenen sich zusammensetzenden Watzenbergmulde zwischen Kirspenich und Iversheim ist es sogar zur Umkehrung des Reliefs gekommen. In selteneren Fällen ist für die selektive Verwitterung die Gesteinslagerung ausschlaggebend gewesen. Die dadurch hervorgerufene Rippung scheint nur auf das Dolomitgebiet nördlich Eschweiler beschränkt zu sein. Hier treten der Schlangen-, der Wachendorfer- und der Röttger-Berg als Schichtkopfwellen aus ihrer gleichartig beschaffenen, doch mehr flachlagernden Umgebung hervor.

In den Großformen des Erftgebietes spricht sich, wie schon her-
vorgehoben, der Einfluß des tektonischen Baues sehr deutlich aus. Es
olgen von innen nach außen das Buntsandsteinbruchfeld der Nöthener
Niederung, dann die Eschweiler- und schließlich die Billig-Kirch-
eimer Keilscholle. Die beiden Pultschollen schließen die durch sie
bedingte Antweiler Tertiärniederung ein.

Betrachten wir zunächst die Nöthener Niederung. Vom
teil abfallenden Rand der Holzheimer Stufe blicken wir hinab auf den
tufenförmig ansteigenden und vom Eschweiler- und Veybach zertalten
Boden der Niederung, auf dem die Ortschaften Holzheim, Harzheim
und Nöthen sich zwischen Feldern ausdehnen. Nach W und S erheben
sich aus ihm sanfte Gehänge und Kuppen, auf denen Heide und Wald
n buntem Wechsel zur Scheitelfläche hinaufstreben. Letztere spannt
sich von Keldenich aus im Halbkreis über das 560 m hoch gelegene
Tondorf auf das Ahrgebirge hinüber und beschließt mit fast gerad-
iniger Profillinie den hübschen Rundblick.

Von Keldenich her greift die Scheitelfläche über der Doppelkuppe
des Pflug- und Lichterl-Bergs in die Nöthener Niederung ungestört
hinein. Von Roderath her scheint sie sich in der NO-Richtung über
das breitrückige Unterdevongehänge zwischen dem Horn- und dem
Bouderather Tal in ein Niveau von 440 m herabzusenken. In dieses
Niveau ordnen sich auffallender Weise die höchsten Kuppen nordöstlich
der Holzheimer Störung ein.

Die Nöthener Niederung erhält ihr Gepräge durch mehrere über-
einander liegende Ebenheiten. Die ausgedehnteste unter ihnen schwankt
n ihrer Höhenlage zwischen 400 und 410 m. Wir treffen sie vor-
wiegend beiderseits des Veybaches an, so am Nordfuße des Birken-
Bergs zwischen Eiserfey und Holzheim und nördlich Vussem. Aus den
völlig horizontalen Flächenstücken erheben sich sanfte Gehänge und
Kuppen zur Scheitelfläche. Quarzschotter ziehen sich östlich Eiserfey
n einer Trockentalung bis fast zur 400 m-Fläche am Birken-Berg
hinauf. Quarzkiesel bedecken aber auch die Felder nahe der 455 m-
Fläche des Hermes-Bergs nordwestlich Pesch. In beiden Fällen handelt
es sich um gut gerundete Gerölle, die zweifellos aus dem Hauptbunt-
sandstein stammen, der heute noch Teile der Nöthener Niederung be-
deckt und nach *Quiring* (36) ehemals größere Verbreitung darin
besaß. Da nun sowohl die 400 m-, als auch die 455 m-Fläche in den
durch Auslaugung seitens des Buntsandsteinmeeres dolomitisch ge-

wordenen Mitteldevonkalk (38) eingreift, so geht daraus ziemlich sicher ihr Charakter als abgedeckte Auflagerungsflächen des Buntsandsteins hervor. Als solche betrachte ich auch die über dem Hals-Berg liegende Fläche, die aus 385 m Höhe mit schwacher Neigung nach NO gegen den schmalen Buntsandsteingraben bei P. 370 abfällt, desgleichen die 360 m hohe Fläche des Lamberts-Bergs, die sich nach NW zum Holzheim-Harzheimer Buntsandsteingraben schwach abdacht. Auch bei Nöthen begegnen wir solchen, teilweise noch nicht völlig entblößten Schichtflächen in etwa 360 m Höhe. Das gleiche Niveau entfaltet sich nun auch flächenhaft über dem Buntsandsteingraben von Holzheim, so daß es doch den Anschein hat, als ob die genannten höhengleichen Flächen einer in das 400 m-Niveau eingreifenden jüngeren Abtragungsfläche entsprechen, die Teile der Auflagerungsfläche des Buntsandsteins mit umfaßt.

Infolge der verschiedenen Höhenlage der genannten Flächen macht die Nöthener Niederung als Ganzes den Eindruck eines einseitigen, treppenartigen Einbruches gegen die Holzheimer Stufe. Nach *Quiring* (36) ist die Holzheimer Störung im jüngeren Karbon angelegt und nach Ablagerung des Buntsandsteins reaktiviert worden. Sein Wahrscheinlichkeitsbeweis einer jungtertiären Nachbewegung an dieser Störung, der er die Entstehung der Holzheimer Stufe zuschreibt, scheint mir aus folgenden Gründen nicht annehmbar: Der morphologische Einfluß der Holzheimer Störung geht in dem Unterdevonrücken zwischen Nöthen und Hohn zwar nicht völlig, doch ziemlich verloren. Gemeinsam mit einem Seitenaste umfaßt sie das von einer flachen, 425 m hohen Kuppe eingenommene Joch zwischen zwei entgegengesetzt hinabziehenden Ursprungsmulden. Die Kuppe selbst ist nur etwa 20 m niedriger wie die beiderseits dieser Mulden auftauchenden Buckel, über denen wir die sich abdachende Scheitelfläche vermuten. Von hier aus erhöht sich nun die Holzheimer Stufe unter dem Einfluß von Stufenrandtälchen zusehends nach NW und SO. Noch südlich vom Eschweiler Tal treten Flächenstücke an sie heran, die ehemals vom Buntsandstein bedeckt waren, zum Teil es noch sind. Jenseits des Eschweiler Baches, woselbst die Stufe ihre größte Höhe erreicht, ist dasselbe in noch augedehnterem Maße der Fall. Wegen dieser engen Beziehung der Stufe zum Buntsandstein bzw. zu dessen Auflagerungsfläche, scheint es mir richtiger, sie als eine durch Ausräumung freigelegte Bruchstufe anzusehen, da ja anscheinend auch die Scheitelfläche störungslos über sie hinweggeht.

Die Nöthener Niederung ist also wahrscheinlich nicht unmittelbar durch Einbruch, sondern durch Ausräumung eines Buntsandsteinbruchfeldes entstanden, wobei die Auflagerungsflächen teilweise wieder herauspräpariert wurden.

An die Nöthener Niederung schließt sich im NO die Eschweiler Scholle an. Morphologisch gehört dieser ausgesprochenen Keilscholle der zwischen der Erft und der Holzheimer Störung liegende Unterdevonrücken südlich vom Eschweiler Tal nicht mehr an. Die Abdachung dieses Stückes erfolgt terrassenartig zu dem tief eingeschnittenen Erfttal, dagegen dacht sich die Eschweiler Keilscholle ungebrochen zur Antweiler Niederung ab. Ein Stück dieser Keilscholle ist im Hembüchel bei Iversheim durch das Erfttal orographisch abgegliedert.

Überblickt man die Eschweiler Keilscholle vom Uhl-Berg, südöstlich Eschweiler, so fällt einem der nach der Höhe wechselnde Charakter ihrer Abdachung auf. Aus der Antweiler Niederung steigt diese gleich einer schiefen Ebene empor. Oberhalb der 380 m-Höhenkurve nimmt die Kante der Keilscholle teils kuppigen, teils abgeflachten Charakter an. Stockert, Herkelstein und Röttger-Berg überragen um 30 bis 40 m eine mit diesen Kuppen sich verzahnende, bei Weiler a. d. Berge sich offener entfaltende 370—400 m hohe Fläche. Der Ausblick vom Stockert lehrt, daß dieses die Keilscholle köpfende Flachkuppenniveau sich auch südlich des Eschweiler Tales über den Hirn-Berg hinaus bis zum Erfttal bei Eicherscheid fortsetzt. Zunächst greift der ebene Teil desselben in den Nordhang des Hirn-Bergs in 390 m Höhe ein. Südöstlich von diesem hält sich die schmale, von sanften Ursprungstrichtern eingekerbte Kammfläche der linksseitigen Erfthöhen ebenfalls in 400 bis 430 m Höhe. Würde der Ausblick vom Stockert nach den jenseitigen, dem Michels-Berg im N vorgelagerten Erfthöhen nicht durch Wald gehemmt sein, so würden wir ein entsprechend hohes, doch weit flacheres Niveau auch über diesen beobachten können.

Der morphologische Zusammenhang mit den Flächen der Nöthener Niederung wird durch die Holzheimer Stufe scharf unterbrochen. Der Einordnung der 400 m-Landterrasse in das obige Flachkuppen-Niveau stehen allerdings kaum Zweifel entgegen. Die Identifizierung beider würde nur das neutrale Verhalten der Holzheimer Störung bei Anlage des Stufenabfalles bestätigen.

Nach dieser Sachlage kann es nicht zweifelhaft sein, daß die gegen die Holzheimer Stufe einerseits, gegen die sich abdachende Fläche der

Eschweiler Keilscholle andrerseits frei ausstreichende und wellige Fläche ein Abtragungsniveau darstellt, das erst nach vollzogener Schrägstellung der Keilscholle, aber bevor die Holzheimer Stufe herauspräpariert wurde, entstanden sein kann.

Auf ebenflächigen Teilen obiger Abtragungsfläche ließen sich am Südostfuße des Röttger-Bergs Quarzkiese nachweisen, die an einer Stelle auf einen, einen flachen Auslaugungstrichter im Dolomit auskleidenden, roten, mageren Ton übergreifen. Auf der bei Eschweiler nur 360 m hohen Fläche trifft man stellenweise stark rot gefärbte Böden auf Kalk an, in denen, wie anzunehmen ist, der nämliche Ton aufbereitet ist. Man wird nicht fehl gehen, in dieser auffälligen Bildung eine Roterdeverwitterung des Dolomites bezügl. Kalkes zu sehen.

Die schräg abfallende Fläche über der Eschweiler Keilscholle taucht zwischen Wachendorf und Iversheim unter die tertiären Bildungen der Antweiler Niederung unter. Ich betrachte sie daher als ein völlig planes Stück einer bei der Anlage der Keilscholle in schräge Lage gelangten Rumpffläche. Es ist morphologisch dieselbe Fläche, mit der sich die Satzveyer Keilscholle zum Vorland hin abdacht.

Die Billig-Kirchheimer Keilscholle weist, genau wie die Eschweiler Pultscholle, zwei scharf geschiedene Flächenteile auf. Ihre ebenflächig gestaltete und kaum zerschnittene schräge Abdachung taucht aus ihrer tertiären Bedeckung im Erftvorlande sanft und gleichmäßig empor. Vereinzelte Quarzkiesel bedecken sie überall. In 290—300 m Höhe legt sich eine horizontale, ziemlich ebene Fläche über die Kante der Keilscholle hinweg. Über dem Mitteldevonanteil der Kirchheimer Keilscholle ist selbige durch selektive Verwitterung in ein flachwelliges Niveau aufgelöst, welches über das Miozän-Vorkommen des Watzen-Bergs hinwegzieht. Die ebenen Teile der die Billig-Kirchheimer Keilscholle köpfenden Fläche sind dem Erftdurchbruchstal zugewendet.

Zwischen den Keilschollen liegt als bedingtes Formelement die Antweiler Niederung. Ihre Tiefenlinie folgt dem Fuße der glatt geböschten, nur von der Erft durchbrochenen Arloffer Stufe. Ihre Tertiärdecke steigt aus einem Löß- und Schuttmantel sanft bis zu 260 m Höhe gegen die Lehne der Eschweiler Scholle an. Vom Erfttal her hat schon eine ansehnliche Ausräumung ihrer Aufschüttungen eingesetzt, von der der fruchtbare Niederungsboden südöstlich Antweiler Zeugnis ablegt. Südlich der Erft fällt der Aufschüttungsboden mit einer glattrandigen, 10 m hohen Stufe zur Erftaue ab. Von diesem

Höhenrande aus schweift das Auge frei über die niedrige Schwelle bei Antweiler hinaus ins Vorland.

Die Tertiärablagerungen der Meßtischblätter Euskirchen und Münstereifel beanspruchen unser besonderes Interesse, denn sie greifen einerseits auf die ebenflächigen Abdachungen der Keilschollen über, anderseits bedecken sie die verebneten Kanten derselben. Ihre Bedeutung für die Formenanalyse ergibt sich aus folgender Betrachtung:

Die von *Quaas* (31) vollzogene Abtrennung des braunkohlenführenden Tertiärs der Gegend von Vettweis als Untermiozän von den pliozänen Sedimenten berechtigt dazu, das auf die Billiger Keilscholle übergreifende Tertiär, das nach *v. Dechen* unter einem Tonhorizont ehemals ein 3 m mächtiges Braunkohlenflöz aufwies (4), dem Untermiozän zuzurechnen. Es geschieht dies auch in Übereinstimmung mit der von *Fliegel* (41) geäußerten Vermutung, daß die braunkohlenführenden Tertiärschichten im Bereiche der Randbrüche der Niederrheinischen Bucht untermiozänen Alters sind, während das Pliozän nur eine dünne Decke darüber bilden soll. Innerhalb der Antweiler Niederung fehlt die Braunkohle. Es zeichnen sich hier die tieferen Lagen der Tertiärablagerungen durch mächtige Tonhorizonte mit teilweise stark welliger Oberfläche aus. Sehr bezeichnend für sie sind auch die Kaolinsande. Bei Arloff führen dieselben kohlige Bestandteile und sind durch Eisenlösungen so stark infiltriert worden, daß das Eisenoxyd sich zu Eisensteinplatten konzentriert hat. Derartige Umfärbungen durch wandernde Eisenlösungen bringt *Harrassowitz* (55) in Zusammenhang mit einer Hydrat-Roterdeverwitterung, die in das Obermiozän bzw. ins Altpliozän fällt. Nach dem gleichen Autor entstammen dagegen die kaolinigen Verwitterungsprodukte einer präoligozänen Verwitterungsrinde. Die Kaolinsande unseres Gebietes müssen jedoch als umgelagert angesehen werden. Deutet schon das bereits Erwähnte auf ein miozänes Alter der tieferen Tertiärlagen hin, so auch der scharfe petrographische Gegensatz zweier Tertiärvorkommen der Gegend von Satzvey. Bei Satvey selbst finden wir das Tertiär noch in der für die Antweiler Niederung bezeichnenden Ausbildung. Es lagert hier der untertauchenden Keilscholle unmittelbar auf. Halbwegs zwischen Satzvey und Obergartzem entblößt eine Grube eine völlig anders geartete tertiäre Ablagerung. Die deutlich kreuzgeschichteten Quarzsande führen zahlreiche kleine Gerölle von frisch aussehendem Buntsandstein. Nach dem Verwitterungsgrad zu urteilen, handelt es sich hier um wesentlich jüngere Bildungen, die jenen entsprechen dürften, die

zwischen Enzen und Linzenich die obersten Lagen des dort kieseloolithführenden Tertiärs bilden. Daraus geht mit ziemlicher Sicherheit das vorpliozäne Alter der tieferen Horizonte des Antweiler Niederungstertiärs hervor. Auch die Kalkarer Tertiärschotter, die ebenfalls Flußschichtung und eine wesentlich buntere Zusammensetzung aufweisen, dürften, trotzdem sie das hangende Tertiär der Niederung bilden, vorpliozänen Alters sein. Es zeigen nämlich die darin vorkommenden Quarzkiesel Lösungs-, die Kieselschiefer Ausbleichungserscheinungen, die von *Ahlburg* (1) einem vorpliozänen Lateritisierungsprozeß zugeschrieben werden.

Es interessiert uns hier ferner die Frage nach der Herkunft des Niederungstertiärs. Es kann wenig zweifelhaft sein, daß die Tone, Sande, Kiese und auch die Kaolinsande größtenteils aus chemisch tiefgründig zersetztem Buntsandstein hervorgegangen sind, wobei zugegeben sei, daß ein Teil der letzteren, wie *Quiring* (36) vermutet, aus den Fettkalken des Mitteldevons sich bildete. Wir erinnern uns, daß die Nöthener Niederung durch Ausräumung von Buntsandsteinschichten entstanden ist. Ein Transport aus diesem nächst gelegenen Verbreitungsgebiet würde alle Eigentümlichkeiten der Beschaffenheit und Lagerung des Tertiärs erklären. Nur unter der Annahme einer kurzen Verfrachtung von der Eifel her kann man den raschen und unregelmäßigen Wechsel von grobem Kies, Ton und Sand, nur so auch den Mangel jeder stärkeren Abrollung der Quarzgerölle verstehen.

Für die Formenanalyse des Erftgebietes ergibt sich aus diesen Betrachtungen folgendes: 1. Die NO-Abdachungen der Keilschollen sind Teile einer ursprünglich einheitlichen Rumpffläche prämiozänen Alters. 2. Das flachwellige Niveau über der 380 m-Höhenkurve der Eschweiler Keilscholle ist höchstwahrscheinlich, nach der sie bedeckenden Roterde zu urteilen, im Miozän entstanden. 3. Die die Billig-Kirchheimer Keilscholle köpfende 300 m-Fläche stellt eine Abtragungsfläche postmiozänen und zwar, wie wir noch sehen werden, pliozänen Alters dar.

Das bei Eschweiler vermutlich durch geringe Abstaffelung an der am Westende des Dorfes vorbeistreichenden, nach NW gerichteten Störung auf 360 m erniedrigte Firstniveau der Eschweiler Scholle liegt seinerseits noch 20 m über dem in 90 m Höhe über der Erft zu verfolgenden Terrassenhorizont. Folgen wir der zunächst über dem Uhl-Berg zu beobachtenden ältesten Talflur der Erft aufwärts, so schließen sich ihre in 390—410 m Höhe bei Eicherscheid auftretenden Reste an ein flachwellig gestaltetes Einzugsgebiet an, das

sich aus den unteren Verflachungen der Talsporne — so im Ohrts-, Hardt- und Kirch-Berg sowie im Langerscheid erkennbar — rekonstruieren läßt. Darüber liegt, durch steile Hangböschungen scharf begrenzt, eine noch ältere Erosionsform, die sich in zwei große Mulden gliedert. Die östliche ist in die Michelsbergerhebung bis zur 360 m-Linie herab flach eingesenkt und trägt das Dorf Mahlberg. Die westliche Mulde ist über dem Erfttal bei Holzmülheim nur noch in ihrer Randregion deutlich erhalten, so östlich der Straße Holzmülheim-Eicherscheid. Östlich vom Holler-Berg begegnet man auf ihr stark rotgefärbten Böden, die sehr wahrscheinlich wiederum aus einer Roterderinde sich herleiten. Anstehend läßt sich ein ähnliche Verwitterungsrinde erst jenseits der flachen, der Scheitelfläche angehörenden Hollerbergwelle beim Paulushof (Whs. Weißenstein) beobachten. An dieser Stelle liegt zunächst der Chaussee ein heller, geröllführender Quarzit, der teilweise stark eisenschüssig ist. In der Rückwand des Aufschlusses steht ein unzersetzter, roter, etwas toniger Sandstein, vermutlich Buntsandstein, an. Denselben bedeckt eine rostrot bis braungefärbte sandig-tonige, nicht geschichtete Erde. Nach obiger Sachlage können nun diese Zersetzungsprodukte nicht etwa durch Abspülung in das Bereich der Erosionsmulde gelangt sein. Die in letzterer vorkommenden Roterden sind demnach sicher in situ entstanden. Die hohe Mulde entspricht somit höchstwahrscheinlich dem flachwelligen Abtragungsniveau über der Eschweiler Keilscholle. Die oben erwähnte höchste Terrasse der Erft ist dagegen jünger wie die 360 m (380 m)-Fläche bei Eschweiler. Im Uhl-Berg bei Iversheim liegt jene in 350 m Höhe, demnach ebenso hoch über der Talsohle, wie die 300 m-Fläche über der Billig-Kirchheimer Scholle.

Das Durchbruchstal der Erft bei Weingarten ist somit durch Epigenese zu erklären, indem ursprünglich die Erft über einer Tertiärdecke dahinfloß, welche die Antweiler Niederung bis zur 300 m-Fläche hinauf, mit einem flachen Ansteigen nach W, erfüllte.

Diese diskordante Talanlage wird nun auch durch die jüngere Entwicklungsgeschichte der Erft bestätigt: Die Erft tritt bei Iversheim mit einer im Streichen des Mitteldevons erfolgenden Wendung ihres Laufes in die Antweiler Tertiärniederung ein, um dann bei Weingarten die randliche Keilscholle in einem breitsohligen Tale zu durchbrechen. Obwohl die natürlichste Fortsetzung der im Unterdevon verlaufenden Talstrecke in der Längsachse der Niederung liegt,

hat die Erft niemals diesen von der Natur vorgezeichneten Weg benutzt (48). Das geht schon aus den Terrassen hervor, die im Durchbruchstale 15, 35 und 55 m über der heutigen Talsohle angetroffen werden. An die untere, ziemlich mächtige Schotterterrasse über dem Bahnhof Weingarten schließt sich der Schuttfächer an, der sich vor dem Ausgang des Durchbruchtales breit über die rheinischen Hauptterrassenschotter des Vorlandes hinweglegt. Über Weingarten liegt in 240 m Höhe beim Aussichtsturm eine Felsterrasse mit spärlicher Gerölldecke. Darüber folgt ein überaus breiter, 260 m hoher Absatz, in dem vor dem Rande des Billiger Waldes eine flache, schotterbedeckte Talung eingeschnitten ist. Diese Talung liegt schon 15 m höher wie die flache Schwelle bei Antweiler und streicht sowohl ost- wie westwärts in der Luft aus. Der obige Absatz macht mehr den Eindruck einer Verebnungsfläche als einer einheitlichen Schotterterrasse. Er beginnt ziemlich genau an der Grenze zwischen dem Billiger-Waldquarzit und den milden Schiefern des jüngsten Unterdevons.

Es sei schon vorweggenommen, daß die untere Terrasse als Erfthauptterrasse, die mittlere als ältestdiluviale Terrasse und der oberste Flächenhorizont als jungpliozäne Talverebnung anzusprechen ist. Nach ihrer relativen Höhenlage und dem Betrag der Talvertiefung von Terrasse zu Terrasse ergibt sich somit eine überraschende Übereinstimmung der Erftterrassen mit den gleichaltrigen der Rur am Gebirgsfuß.

Innerhalb der Antweiler Niederung sind nur zwei Schotterniveaus vorhanden. Die Hauptterrasse baut bei Arloff das rechte, 10 m hohe Talufer der Erft auf. Das Liegende ihrer rostbraunen Schotter bilden Tertiärsande, das Hangende altdiluvialer Gehängeschutt und Löß, der sich fast bis zur Talsohle hinabzieht. Nahezu 2 km nordwestlich dieser Terrasse begegnen wir am Nordostrande von Antweiler in 245 m Höhe einer hellfarbigen Schotterablagerung, die im Gegensatz zu den Tertiärkiesen zersetzte Grauwacken und Eisensteingerölle führt. Ich halte diese Ablagerung für die ältestdiluviale Aufschüttung der Erft, die sich nun aber nicht, wie man annehmen sollte, über die nur wenig höhere, von Gehängeschutt bedeckte Niederungsschwelle hinwegzieht. Die Lage der Schotter deutet also auf eine bedeutende, in die Antweiler Niederung tief hineingreifende Erftschlinge hin, die eine unbedeutende Schwelle von dem damaligen Vey-

bach trennte. Letzterer schuf damals die 240 m hohe Schotterfläche über seinem linken Steilufer bei Satzvey.

In die innere Keilscholle greifen bei Iversheim zwei Terrassen ein. Am Nordhang des Hembüchel liegt eine 2 m mächtige Schotterablagerung in 255 m Höhe. Über dem linken Steilufer findet man auf einem 265 m hohen Absatz zahlreiche Grauwackengerölle neben ausgewaschenen Tertiärkieseln. Die 275 m-Fläche darüber ist als zugehörige Erosionsterrasse im Niveau der Oberkante der Aufschüttung zu betrachten, über welche die Erft einen großen Bogen beschrieb. Diese Terrassen entsprechen den in der Antweiler Niederung vorhandenen unteren Schotterstufen. Den Spuren der jungpliozänen Terrasse begegnen wir wieder am Ausgang des Unterdevontales, woselbst sie, 60 m über der Talsohle, in Höhe der Spornfläche nördlich vom Kornbach und über der Mündung des Eschweiler Baches, hier in Form einer 310 m hohen Terrasse, erhalten ist.

Nachstehende Tabelle gibt eine zahlenmäßige Übersicht über die genannten Terrassenniveaus.

Alter der Terrasse	Innere Keilscholle			Antweiler Senke			Äußere Keilscholle		
	Iversheim			Arloff			Weingarten		
	Absol. Höhe	Relat. Höhe	Erosionsbetrag	Absol. Höhe	Relat. Höhe	Erosionsbetrag	Absol. Höhe	Relat. Höhe	Erosionsbetrag
jungpliozän	320	60	25	?	?		260	55	15
ältestdiluvial	275	35	20	245	25	15	245	40	25
Hauptterrasse	255	15		230	10		220	15	

Ein Vergleich der Terrassenabstände in den obigen drei tektonischen Teilen läßt den Schluß zu, daß die Antweiler Senke sich wenigstens während der zweiten Eintiefungsphase relativ gesenkt hat und zwar im Verhältnis zur äußeren Keilscholle stärker als zur inneren. Wir dürfen den geringeren Betrag der Talvertiefung den mit Hebung verbundenen Zerrungsvorgängen zuschreiben, welche schon im Tertiär zur Anlage der Antweiler Senke führten (36). Leider gestattet das durch Ausräumung zu erklärende Fehlen des jungpliozänen Talbodens im Bereiche der Antweiler Niederung keine Schlußfolgerungen bezüglich der tektonischen Vorgänge bis zum Beginn des Diluviums.

Es mag an dieser Stelle auch auf den Durchbruch des Veybaches durch die Billiger Scholle hingewiesen sein. Nur die etwa 1 km lange Talstrecke oberhalb Veynau ist als Durchbruchstal des

Veybaches zu bezeichnen. Während sich auf der rechten Seite die Billiger Scholle noch als Keilscholle erhebt, ist sie über dem linken Ufer in 240 m Höhe terrassenartig eingeebnet und befindet sich damit im Niveau des Vorlandes. Dieses eingeebnete Stück der Billiger Scholle stimmt in Bezug auf Höhenlage mit der ältestdiluvialen Terrasse im Erftdurchbruchstal überein. Es liegt ferner nur wenig höher wie die Diluvialschotterfläche am Fuße der Satzveyer Keilscholle, deren morphologische Übereinstimmung mit dem ältestdiluvialen Niederungsboden bei Antweiler schon festgestellt wurde. Östlich der Veynauer Querstörung erniedrigt sich die Feisplatte plötzlich auf 225 m. Aus diesem tieferen Niveau geht morphologisch die ältestdiluviale Eifelschotterfläche des Vorlandes zwischen dem Vey- und dem Bleibach hervor. Es muß also die Altersgleichheit der Felsplatten untereinander, wie mit den anstoßenden Schotterflächen angenommen werden. Daraus ergibt sich ferner, daß nach Anlage der 240 m-Terrasse über dem Nordrande der Billiger Scholle eine Zerstückelung derselben durch Querbrüche eintrat, die zur Staffelung sowohl zur Antweiler Niederung, als auch zum Vorland hin geführt hat. Dieser Vorgang dürfte im Zusammenhang stehen mit den bereits erwähnten diluvialen Zerrbewegungen an den Keilschollen.

Über die Genesis der Keilschollen läßt sich nunmehr folgendes sagen: Seit Bildung des 90 m - Talbodens erfolgt nur eine unbedeutende Verschiebung der Keilschollen gegeneinander. Da dieser Talboden nun nach Obigem höchstwahrscheinlich identisch ist mit der randlichen Verebnung über der Billig-Kirchheimer Keilscholle, muß damals schon der Boden der Antweiler Niederung bis zu einer Höhe von 300 m im Osten und 340 m im Westen mit den tertiären Sedimenten aufgefüllt gewesen sein. Auch der 380 m-Verebnungsfläche der Eschweiler Keilscholle muß ein entsprechend höherer Aufschüttungsboden, der auch noch die randliche Keilscholle mit verhüllte, entsprochen haben. Somit rückt der Zeitpunkt der stärksten Schrägstellung der Schollen mindestens bis in die Miozänzeit zurück. Auf Grund der aus der Höhenlage der Abtragungsflächen zu folgernden großen Mächtigkeit der Tertiärablagerungen, aus ihrem höchstwahrscheinlich miozänen Alter und endlich aus ihrer lokalen Herkunft schließen wir, daß die Anlage der Keilschollen mit ihrer Aufhöhung gleichzeitig erfolgte. Entweder unmittelbar oder kurz vor diesem Vorgang dürfte die Aufbeulung der Scheitelfläche erfolgt sein, durch die vielleicht indirekt die Auseinanderzerrung der Schollen ver-

anlaßt wurde. Die Nöthener Buntsandsteinsenke lieferte als Ausräumungsgebiet wahrscheinlich das Material zur Ausfüllung der sich bildenden Antweiler Senke. Diese Bewegungen, denen zeitlich das Zurückweichen des oberoligozänen Meeres und die miozänen Schollenbewegungen im Niederrheinischen Tiefland entsprechen, kamen spätestens im Altpliozän zum Abschluß, denn bis dahin hatte sich über der Eschweiler Scholle eine Verebnungsfläche von welligem Charakter entwickelt, die selbst nur wenig schiefgestellt bzw. gestört zu sein scheint. Mit Abschluß einer gleichmäßigen, kontinentalen Hebung, während welcher eine teilweise Ausräumung der Antweiler Niederung erfolgte, entstand die 300 m-Fläche über der Billig-Kirchheimer Keilscholle, über die hinweg die Erft dem Vorland zustrebte. Die nun folgenden Hebungen müssen gleichfalls beide Keilschollen ziemlich gleichmäßig betroffen haben. Während derselben wurde die Antweiler und Nöthener Niederung mehr und mehr ausgeräumt, der Aufschüttungsboden des Vorlandes entsprechend tiefer gelegt. Gegen Ende des Pliozäns kam es noch einmal zu einer schwachen Verebnung im Bereiche der Billiger Scholle. Die gleichzeitig mit den diluvialen Hebungen stattfindenden orogenetischen Bewegungen führten nur noch eine schwache Nachbewegung an den Randbrüchen der Billiger Scholle herbei. Gegenüber ihnen konnte sich die Erft über letzterer antezedent behaupten, doch scheint es, daß sie mit Hebung des jungpliozänen Talbodens durch eine Abwärtsbewegung im Bereiche der Antweiler Senke eine Ablenkung ihres Laufes in deren Längsachse erlitt.

7. Der Abfall des Ahrgebirges.

(s. Profil E, Tafel I).

Zwischen dem Ahrtal und den Gebirgstälern der Erft und des Klosterbaches liegt ein sehr einförmiger, aus unterdevonischen Grauwacken, quarzitischen Sandsteinen und Schiefern aufgebauter Abschnitt des Eifelabfalles, der als „Ahrplatte“ die rasche Einschnürung der Niederrheinischen Bucht bewerkstelligt. Im SO scheidet die in Zwangsmäandern fließende Ahr abwärts Kreuzberg die Ahrplatte von den um 100 m höher aufragenden Rumpfhöhen der Voreifel. Die untere Ahr besitzt somit, obwohl sie aus einer nordöstlich verlaufenden Rumpfmulde der Eifel kommt, sowohl zur Ahrplatte wie zu deren Vorlande den Charakter eines inneren Randflusses.

Da die den Abfall des Ahrgebirges aufbauenden Gesteine meist einen schüttigen Boden liefern, herrscht der Wald vor. Die sanfteren

Gehänge sind mit Gehängeschutt überzogen und tragen zum Teil sehr schöne Buchenbestände, wogegen die von einer spärlichen Verwitterungskrume bedeckten Hochflächen und Kuppen der Fichte und Schäleiche überlassen sind. Die Walddecke, die nur auf den Hochflächen etwas lockerer wird, erschwert den Überblick über die vorhandenen Formen. Der folgenden Darstellung wird daher im einzelnen manches Hypothetische anhaften, das sich bei besserem Einblick hätte vermeiden lassen.

Der Abfall des Ahrgebirges, das sich im basaltischen Michels-Berg zu fast 600 m Höhe erhebt, geht stufenartig von statten. Zwischen die Scheitelfläche und das Vorland schiebt sich vermittelnd die in 400 m Höhe abgeflachte Ahrplatte ein, die als ein ziemlich geschlossenes, über die Wasserscheide zwischen Ahr und Erft nach außen nur wenig übergreifendes Plateau mit einer sanften, nur mäßig zerschnittenen Stufe zur Swist- und Erftebene abfällt. Ein morphologisch gleichwertiges Anhängsel der Ahrplatte ist das schmale, der Michelsbergerhebung im Norden vorgelagerte 400 m-Niveau, das steil zur Antweiler Niederung abbricht. Bis auf diesen Teil ist der zur Niederrheinischen Bucht gerichtete Abfall der Ahrplatte so stark bewaldet, daß er vom Vorland aus einen völlig geschlossenen Eindruck erweckt. Nur östlich Todenfeld hebt sich der Basaltstiel, worauf die Ruine Tomberg steht, mit kräftigen Konturen am Nordostgehänge der Ahrplatte heraus.

Von der Straße Todenfeld-Hilberath gewinnt man einen guten Überblick über die Oberfläche der Ahrplatte. Wald, Wiese, Acker, dazwischen kleine Dorfsiedelungen breiten sich in buntem Wechsel auf ihren sanft gebuckelten Riedeln aus. Kastenförmige Wiesentäler ziehen aus flachen Ursprungsmulden zum Ahrtal hin. Über die Randstufe der Ahrplatte streben dagegen die Bäche in rasch sich vertiefenden Kerbtälern, in denen sich jedoch sehr bald eine Wiesensohle entwickelt, hinab. Inmitten der Ahrplatte erheben sich der Hochtürmen und der Hasen-Berg als basaltische Vulkanruinen kegelförmig zu beinahe 500 m Höhe. Zwischen beiden vermittelt eine 450 m hohe, horizontal profilierte und aus Devon sich aufbauende Schwelle, deren Flanken sich sehr sanft zur 400 m hohen Umgebung herabsenken. Jenseits des Effelsberger Baches wird die Ahrplatte überragt von einem ebenfalls in 450 m Höhe abgeflachten Zwischentalrücken, der sich im O an den Michels-Berg anlehnt. Letzterer sitzt mit seiner stumpfen, von Basalt gebildeten Spitze der 520 m hoch liegenden Rumpffläche auf. Nach Norden wird diese durch die zur Erft gerichteten Tälchen in ein

Kuppenniveau aufgelöst. Am Nordgehänge des Bollscheider Kopfes, ebenso am Fuße des Haarscheid stellt sich wieder die 400 m-Fläche ein, die jenseits des Schleidbaches im Arloffer-Berg und Harten-Berg breiter ausladet. Über dem Erfttal bei Münstereifel nimmt selbige in dem mit einem Kreuz geschmückten Rad-Berg wellige Gestalt an und tritt in dieser Form zu der kuppigen Abtragungsfläche westlich der Erft in morphologischen Zusammenhang. Der Übergang der Rumpffläche der Michelsbergerhebung zu der 400 m-Fläche kann als ein sehr plötzlicher bezeichnet werden. Die starke Bewaldung verhindert hier leider einen genauen Einblick in das Übergangsgehänge. Es scheint, daß tektonische Bewegungen vor Anlage der 400 m-Fläche die Heraushebung der Michelsbergrumpffläche über zurückbleibende Teile derselben bewirkt haben. Vermutlich gibt sich in den erwähnten 450 m-Niveaus im Bereiche und am Rande der 400 m-Fläche die weniger gehobene Rumpffläche noch zu erkennen. Würde die Ahrplatte um 50 m gehoben, so ragten die genannten Basaltstielberge zu fast derselben Höhe wie der Michels-Berg auf.

Von zahlreichen Randbächen zerschnitten, die entsprechend dem bei Todenfeld rechtwinkelig geknickten Lauf der Wasserscheide teils nach NW, teils nach NO abfließen, fällt die Ahrplatte nach diesen beiden Richtungen stufenförmig ab. Die starke Bewaldung der Gehänge verhindert auch hier einen genauen Einblick in die Morphologie dieses Stufenabfalles. Man ist mehr oder weniger auf das Studium der Karte, verbunden mit Einzelbeobachtung im Gelände angewiesen.

Der nach NO, also im Streichen der Schichten gerichtete Abfall der Ahrplatte scheint sich darnach in zwei Absätzen zur Swistebene hin zu vollziehen. Von diesen Hangabsätzen ist der obere nur noch über zugeschärften Talrippen erhalten. Der untere hingegen zeigt flächenhaften Charakter. Zwischen der Ahr und der oberen Swist ist nur ein Absatz in Form einer vom Ringener Wald eingenommenen, 300 m hoch liegenden Fläche entwickelt. Gegen Bölingen bricht die Ringener Wald-Stufe entlang dem westlichen Randbruch des Swistgrabens ab. Eine außergewöhnlich breite, mit Lehm ausgekleidete Einsattlung in der abgesunkenen Devonscholle, die morphologisch die südöstliche Fortsetzung des Swistgrabens darstellt, trennt die Stufe von dem flachkuppigen Horst des „Ländchens". Am Südrand der Ringener Wald-Stufe hat die Ahr bei ihrem Einschneiden eine hohe

Felsterrasse hinterlassen, die über der Bunten Kuh 130 m über der Tal sohle (absol. 241 m) liegt. Dieselbe ist ein Rest jener Talflur, der auch die Terrassen über den Mäanderköpfen von Altenahr bis Mayschoß in durchschnittlich 285 m Höhe angehören. Abwärts der Bunten Kuh erleidet die 130 m-Terrasse jenseits des Swistgrabenrandbruches, zugleich mit einer erheblichen Verbreiterung gegen den eingesattelten Querriegel von Bölingen hin, eine relative Senkung von 10 m. Diese Terrasse ist also vor dem Ostrande der 300 m-Stufe relativ abgesunken, was durchaus nicht zu verwundern ist, da hier ein schon in der Tertiärzeit stark bewegter Schollenboden vorliegt.

Erich Kaiser (15) spricht die hellen Schotter der Umgegend von Bengen, die der Ausbuchtung obiger Terrasse in 210 m Höhe aufruhen, für pliozäne Ahrschotter an. *Jungbluth* (14) hält sie neuerdings für Flußschotter der Vallendarer Stufe. Mit der Ansicht von *Jungbluth* verträgt sich jedoch nicht das von *Kaiser* erwähnte Vorkommen von Basaltgeröll in diesen Flußschottern. Ebensowenig kann das Vallendarer Leitgestein, wie dessen gelegentliches Auftreten in den pliozänen und altdiluvialen Ablagerungen des Rheines bezeugt, als Beweis für das oligozäne Alter der Bengener Terrasse gelten. Gegen ein unterpliozänes Alter, wie es *Kaiser* vorschwebt, spricht aber die morphologische Stellung dieser Terrasse zur fast gleichhohen Oberterrasse des Rheines bei Remagen. Ich betrachte also die 130- bzw. 120 m-Terrasse der Ahr als das zeitliche Äquivalent der rheinischen Oberterrasse, mithin für ältestdiluvial.

Aus der Altersbestimmung obiger Ahrterrasse ergibt sich somit für die 300 m-Fläche im Ringener Wald ein tertiäres Alter. Im Ahrtal selbst besitzt sie anscheinend kein morphologisches Äquivalent.

Nördlich des Swistknies ist sowohl der untere als auch der obere Hangabsatz ausgebildet. Der untere setzt nördlich der oberen Swist in 300 m Höhe ein und neigt sich bis auf 280 m herab. Dann führt eine kräftigere Hangböschung bis zur Swistebene hinunter. Jenseits des Gelsdorfer Baches sinkt der untere Absatz aus nach NW abnehmender Höhenlage gleichmäßig gegen den Swistgrabenrandbruch ein. Diese Übergangsböschungen zum Vorland sind ziemlich eben und tauchen höchstens mit einem leichten Knick unter die geschlossene Lehmdecke der Swistniederung hinab. Zwischen dem Gelsdorfer und dem Altendorfer Bach beginnt die Übergangsböschung in 260 m, nördlich

des letzteren in 240 m und im Rheinbacher Stadtwald in 230 m Höhe. Bei Wormersdorf und Ersdorf weist sie eine tiefgründige tonige Zersetzung auf. Südlich Rheinbach legt sich noch über die tonigen Zersetzungsprodukte Quarzkies der Kieseloolithstufe hinweg (7).

Die Übergangsböschungen sind demnach sicher Stücke einer tertiären, und wie ich aus Analogiegründen vermute, wiederum Teile der prämiozänen Rumpffläche, die in Staffeln zum Swistgraben absank. Ihre schräge Lage zum Vorland erkläre ich mir durch die Wirkung einer Zerrbewegung, die gegen den westlichen Randbruch des Swistgrabens, vielleicht auch gegen die Villestörung gerichtet war. Dieser Vorgang steht möglicherweise mit dem einseitigen Einbruch des Swistgrabens im Zusammenhang. Es ist jedenfalls bemerkenswert, daß in dem Maße, als der Swistgraben sich nach NW vertieft, auch die Flächenstücke in immer tiefere Lage geraten. Während sie gegen den mit Tertiär ausgefüllten Teil des Grabens schräg einsinken, liegen sie oberhalb der abgestaffelten Devonscholle der Bölinger Einsattelung nahezu horizontal.

Der obere Hangabsatz ist zwischen der Swist und dem Altendorfer Bach durch das Kuppenniveau 340,4 angedeutet. Nördlich des letzteren verdoppelt er sich über dem einen großen Ursprungstrichter umrahmenden Gehänge im Ersdorfer Walde. Der höchste Hangabsatz liegt zwischen 340 und 330 m, der tiefere, auf den auch die isolierte Basaltkuppe mit der Tombergruine (316 m) eingestellt ist, in etwa 300 m Höhe. Im Rheinbacher Stadtwald und im Forst Schleiden entspricht dem oberen Absatz eine nahezu horizontale, 300 bis 320 m hohe Ebenheit, aus welcher der Speckelstein, südlich Rheinbach, als niedriger Quarzithärtling aufragt.

Der obere Hangabsatz ist also sehr wahrscheinlich aus einer einheitlichen Abtragungsfläche herausgeschnitten, die sich am Außenrande der Ahrplatte hinzog. Ihre Abstufung im Ersdorfer Wald ist möglicherweise auf tektonische Bewegungen zurückzuführen. Ein Zusammenhang dieser Fläche mit dem ältesten Talboden der Ahr ist sehr wahrscheinlich, liegen doch die trogartigen Verflachungen über dem Nordufer der Ahr bei Mayschoß mit etwa 350 m Höhe nur wenig höher wie das Kuppenniveau 340,4, das der Randfläche angehört. Letztere muß, da sie sich demnach mit der 400 m-Fläche der Ahrplatte verzahnt und über der ältestdiluvialen Ahrterrasse liegt, noch ein jungtertiäres Alter besitzen.

Den Übergang vom oberen zum unteren Hangabsatz bilden steilere Hangböschungen, die wahrscheinlich als Bruchstufen im Miozän subsedimentär angelegt, aber erst im Verlaufe der jungtertiären Ausräumung des Vorlandes herauspräpariert worden sind. Ich sehe also die unteren, ebenflächigen Hangabsätze als Bruchstaffeln zum Swistgraben an, die teils als Horizontal-, teils als Schrägschollen ausgebildet sind. Die Abstaffelung der Schollen erfolgte vermutlich im Zusammenhang mit dem Einbruch des Swistgrabens. Sollte die Ringener Wald-Fläche kein Bestandteil der zertrümmerten prämiozänen Fläche, sondern ein Stück der Randfläche sein, so wäre mit einer jungpliozänen Zerstückelung der letzteren zu rechnen. Auffällig wäre jedoch dann der gleiche Betrag von 60 m, um den sich die oberpliozäne Ahr sowohl in den Ahrtrog, wie in die Ringener Wald-Staffel eingetieft hat. Dies läßt sich mit einer oberpliozänen Hebung der Ahrplatte über die Ringener Wald-Staffel nicht vereinigen, da sich sonst ein etwa doppelt so großer Eintiefungsbetrag in jener ergeben haben würde. Nehmen wir dagegen ein oberpliozänes Einschneiden der Ahr bei gleichzeitiger Absenkung der Ringener Wald-Fläche um 50 m an, so hat der übereinstimmende Erosionsbetrag bis zur Aufschüttung der ältestdiluvialen Ahrterrasse nichts Auffälliges mehr. Die Ringener Wald-Fläche müßte nach dieser Ansicht ursprünglich eine Decke pliozäner Schotter getragen haben.

Der quer zum Streichen, nach NW gerichtete Abfall der Ahrplatte zur Hauptterrassenebene der Erft-Swistbucht läßt nur eine einzige Stufe erkennen. Der Abfall des von dem Schiefels- und dem Stiefelsbach orographisch abgegliederten Stückes der Ahrplatte erfolgt aus der 320 m-Fläche des Speckelsteins heraus mit einer ziemlich kräftigen Stufe zu der in 260 m Höhe einsetzenden Übergangsböschung. Diese dacht sich ihrerseits gleichmäßig zum Vorland ab. Im Sommerbusch wird dieselbe von miozänen Quarzschottern bedeckt, die auf tonig zersetztem Untergrund liegen. Diese schräge Fläche ist vermutlich wiederum ein abgesunkenes Stück der prämiozänen Fläche. Zwischen dem Schiefelsbach und dem Steinbach vollzieht sich der Abfall ziemlich plötzlich aus der 400 m-Fläche der Ahrplatte, und zwar einerseits zur 320 m hohen Kantenfläche der Kirchheimer Keilscholle, andererseits unmittelbar zum Diluvialboden der Antweiler Niederung. Inwieweit diese Stufen, die wohl sicher an Brüche gebunden sind, unmittelbar durch Bruchbildung oder durch Freilegung der vom Tertiär verhüllten Brüche erzeugt wurden, ist kaum zu entscheiden.

8. Morphologischer Vergleich der Abfallglieder.

Trotz der durch den Gesteinsaufbau und die lokale Tektonik bedingten Verschiedenheiten im morphologischen Bau der oben besprochenen Glieder des Abfalles sind Übereinstimmungen zu erkennen, die eine gemeinsam durchlaufene Entwicklungsgeschichte allen Teilen des Eifelabfalles aufgeprägt hat. Diese gemeinsamen Züge sollen uns im Folgenden beschäftigen.

I. Die Eifelrumpffläche.

Sie stellt die Scheitelfläche des Abfalles dar. In drei Plateaus tritt die Rumpffläche an den Buchtabfall der Eifel heran. Im Ahrgebirge und seiner rückwärtigen, im Streichen der paläozoischen Schichten liegenden Fortsetzung erleidet sie aus ihrer allgemeinen Höhenlage um 500 m eine flache Anschwellung, die sich bei Tondorf zu 560 m erhebt, um sich in den ebenen Teilen des Michelsberggebietes und gegen Keldenich zu auf 520 m herabzusenken.

Die Ursache dieser Anschwellung ist nicht bekannt. Auch haben sich bei der Untersuchung des Gebietes keine Anhaltspunkte dafür ergeben. Es könnte sich um eine der Rumpfschwellen handeln, die für die Eifelrumpffläche so charakteristisch sind, und die gewöhnlich die von den heutigen Flußgebieten eingenommenen Rumpfmulden begrenzen. Möglicherweise liegt auch eine flache Aufwölbung der Rumpffläche vor. Als Härtling ist die genannte Schwelle jedenfalls nicht aufzufassen.

Das Alter der Eifelrumpffläche ist noch nicht einwandfrei festgestellt. In unserem Gebiet ergibt sich kein sicherer Anhaltspunkt dafür, daß dieselbe jünger als altmiozän ist. *Holzapfel* (10) bezeichnet die in den Keldenicher Kalktrichtern liegenden Quarzschotter als miozäne Ablagerungen. Das erwähnte Kieselkonglomerat auf der Rumpffläche bei Hollerath deutet *Quiring* (36) als Braunkohlenquarzit. Daraus ließe sich auf ein prämiozänes Alter der Rumpffläche schließen. Wir dürfen um so mehr an dieser Zeitbestimmung festhalten, als unzweifelhafte Stücke derselben Fläche in Form der Keilschollenflächen des Erftgebietes unter altmiozäne Ablagerungen untertauchen. Leider ist die Beziehung der Eifelrumpffläche zu den Basaltdurchbrüchen, die ihr als Stielberge aufsitzen, wie auch das Alter der Basalte selbst noch wenig geklärt. Allem Anschein nach ist die heutige Abtragungsfläche der Hocheifel etwa 30—50 m tiefer gelegen wie das einstige Auflager der Basaltvulkane. Für den Zeitpunkt der Eruption ergaben

sich bis jetzt keine Anhaltspunkte. Die stratigraphischen Beziehungen der rechtsrheinischen Basaltvorkommen zum älteren Miozän dürfen nicht ohne weiteres auf die linksrheinischen übertragen werden.

II. Die 400 m-Flächen.

Diese schließen sich in bedeutender Ausdehnung unmittelbar an Teile der Scheitelfläche an und sind sehr wahrscheinlich aus relativ weniger gehobenen Teilen der prämiozänen Rumpffläche durch geringe Abtragung hervorgegangen, wobei vielleicht nur die Verwitterungsdecke entfernt worden ist. Wir betrachten sie demnach als Reste einer selbständigen Abtragungsfläche.

Breiten Raum nimmt dieselbe nur westlich der Rur und zwischen der Erft und der Ahr, in beiden Fällen über gefaltetem Devon ein, über welches sie sich völlig horizontal hinweglegt. Im Triasgebiet dehnte sie sich ursprünglich hauptsächlich über dem Oberen Buntsandstein aus, ist aber durch die Randzertalung ziemlich aufgezehrt. An der Wasserscheide hat sie sich dagegen über dem Buntsandsteingraben bei Kall noch flächenhaft erhalten. Im Erftgebiet ist sie welliger gestaltet. Sie greift hier in den anscheinend abgebogenen Rand der Scheitelfläche ein. Über der Eschweiler Keilscholle, wie auch in dem durch das Eschweiler Tal von ihr getrennten unterdevonischen Höhenzug spiegelt sie sich in der kleinkuppigen Landschaft oberhalb der 380 m-Linie wieder. Auf die ebenen Talfluren waren die hohen Ursprungsmulden im oberen Erftgebiet eingestellt. Auch zwischen dem Erfttal und dem oberen Laufstück des Klosterbaches (Steinbach) sind Reste dieser alten Verebnungsfläche erhalten, die den Zusammenhang mit der Fläche der Ahrplatte bewerkstelligen. Die Nöthener Niederung bestand damals noch nicht. Sie war größtenteils noch vom Buntsandstein erfüllt. Allem Anschein nach ist die 400 m-Abtragungsfläche in allen Teilen des Abfallgebietes noch nachträglich gestört worden.

Bezüglich des Zeitpunktes der 400 m-Verebnung ergaben sich lediglich im Erftgebiet Anhaltspunkte. Es ließ sich daselbst eine Roterdeverwitterung auf den ebeneren Teilen der dort welligen Fläche feststellen, die nach den vergleichenden Untersuchungen von *Harrassowitz* (55) spätestens ins Altpliozän fällt. Zu diesem Zeitpunkt muß also der Einebnungsvorgang schon abgeschlossen gewesen sein. Andrerseits vollzog er sich über bereits abgesunkenen und mit altmiozänen Sedimenten aufgehöhten Teilen der prämiozänen Fläche. Daraus ergäbe sich ein intramiozänes Alter der 400 m-Verebnungsfläche.

Die morphologischen Beziehungen der 400 m-Flächen zur Scheitel-
äche sind verschiedenartig. Beiderseits der Rur macht es den Ein-
ruck, als ob eine Flächenflexur beide Flächen verbinde. Auch gegen die
20 m-Fläche der Wallenthaler Höhe dürfte die Scheitelfläche abgebogen
ein. Im Erftgebiet verzahnt sich die jüngere Abtragungsfläche mit der
lteren. Diese Beziehungen könnten so gedeutet werden, daß in der
lteren Miozänzeit randliche Teile der Rumpffläche im Verlaufe der gegen
nde des Oligozän eingeleiteten Heraushebung des Rheinischen Schiefer-
ebirges in verschiedenen Höhen zurückblieben, worauf, je nach der
rreichten Höhenlage, eine verschieden starke Abtragung bis zur Her-
tellung der 400 m-Fläche einsetzte. Auf einen tektonischen Vorgang
or der Ausebnung weist auch die bereits erfolgte Anlage der Keil-
chollen hin, die nach *Quiring* (36) sich gegenüber der kontinentalen
ufwölbung als Zerrschollen verhielten.

III. Morphologisch selbständige Stücke der Rumpffläche.

Im Abfallgebiet begegnen wir einer Reihe von schiefgestellten,
erbogenen und abgestaffelten Flächen prämiozänen Alters, die wohl
ls Teile der Rumpffläche anzusehen sind. Sie treten in der Haupt-
ache in der Nähe des Gebirgsrandes auf. Westlich der Rur sind
estaffelte, ziemlich horizontale Teile derselben über der Kufferather
taffel wieder aufgedeckt worden. Von der Rur bis zur Flosdorfer
Querstörung ließ sich ein flexurartig abgebogenes Stück verfolgen, das
nmittelbar unter altmiozäne Ablagerungen des Vorlandes untertaucht.
Dann folgt bis zum Bruchbach ein an dem Kommerner Längssprung
bgestaffeltes, in sich wiederum zerbrochenes Stück der prämiozänen
Fläche. Vermutlich war die ursprüngliche Oberfläche der durch die-
elbe Störung abgegliederten höheren Staffel zwischen dem Bruch-
nd dem Bleibach ebenfalls ein Teil derselben. Im Erftgebiet sind die
Oberflächen der Keilschollen gleichfalls als Bestandteile der prämiozänen
Rumpffläche zu betrachten. Den Abfall der Ahrplatte begleitet eine
Reihe von Stufen- und Böschungsflächen, die sich durch tonige Ver-
vitterungsrückstände auszeichnen und vermutlich ebenfalls prämiozänen
Alters sind.

Bezüglich des Zeitpunktes der Abgliederung der erwähnten Teile
ler Rumpffläche wäre zu sagen, daß er die Miozän- und ältere Pliozän-
eit umfaßt. Im mittleren Pliozän, jedenfalls aber vor der oberpliozänen
Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges, dürften die tekto-
ischen Vorgänge, die die Zertrümmerung der prämiozänen Fläche und

ihre Inversion*) bewirkten, abgeschlossen gewesen sein. Sie beruhten ausschließlich auf relativer Senkung der Schollen, wodurch diese mit Vorlandssedimenten überschüttet wurden.

IV. Die Eifelrandterrasse.

Den Außensaum des Buchtabfalles der Eifel begleiten eine Anzahl schmaler Abtragungsflächen, die in die tektonisch verschieden gebauten Abschnitte, ohne wesentlich gestört zu sein, eingreifen und aus 340 m im SO auf etwa 300 m im NW ziemlich gleichsinnig herabfallen. Diese Flächen lassen sich unbedenklich zu einer einheitlichen Randterrasse vereinigen. Ob die vorhandene Neigung derselben eine ursprüngliche ist, oder aber auf eine NW gerichtete Schiefstellung bzw. Abstaffelung zuückgeht, läßt sich kaum entscheiden. In sich ist sie jedenfalls nur wenig gestört. Über dem Buntsandsteinhorst von Kommern dürfte sie ein wenig gehoben, vor dem NO-Rande der Ahrplatte um ein geringes abgesunken sein. Auf die Randterrasse eingestellt sind völlig ungestörte Terrassen der Rur, der Erft und der Ahr. Vermutlich stellt die Urform der Schützendorfer Niederung ein gleichaltriges Formelement dar, das durch Ausräumung in dem weichen Oberen Buntsandstein durch einen alten Bleibachlauf entstanden ist. Sehr wahrscheinlich waren damals schon die Triasauflagerungsflächen der Nöthener Niederung herauspräpariert. Ein Zusammenhang mit der Eifelrandterrasse dürfte in diesem Fall durch einen pliozänen Veybach gegeben gewesen sein.

Was das Alter der Eifelrandterrasse anlangt, so läßt sich sagen, daß sie jünger ist als die intramiozäne 400 m-Fläche, jedoch älter wie die gleich zu erwähnende jungpliozäne Talflur, die um etwa 40 m in sie eingeschnitten ist.

V. Die jungpliozäne Verebnung.

Zu einem Erosionsstillstand kam es am Buchtabfall der Eifel auch im jüngeren Pliozän. Während desselben wurde das Vorland flächenhaft eingeebnet. Nur schmale Teile des Gebirgsfußes selbst wurden in diese jungpliozäne Vorlandsverebnung einbezogen. Wo dies der Fall war, setzt sich die Verebnungsfläche störungslos über die Randbrüche der Eifel hinweg. Sonst aber prägt sich die jungpliozäne Verebnung im Abfallgebiet nur in den Tälern aus. Die Rur strebte damals in unge-

---

*) Flächeninversion bedeutet nach *v. Staff* die Umkehrung der normalen Aufeinanderfolge von Abtragungsflächen durch Absenkung (60).

wöhnlich großen Mäandern auf der „oberen Terrasse“ dem Vorlande zu (22). Die Erft bog innerhalb der Antweiler Niederung weit nach NW aus, um in einer NW-SO gerichteten, sehr flachen Talung, an die sich eine Verebnungsfläche in den milden Schiefern des jüngsten Unterdevons anschließt, die Billig-Kirchheimer Scholle zu durchbrechen. Selbst längs des viel kürzeren Bruchbaches gelangte eine sehr breite Talflur zur Ausbildung. In seinem Einzugsgebiet, der Schützendorfer Niederung, entstanden damals sehr breite Ebenheiten im Oberen Buntsandstein. Sehr wahrscheinlich wurden während der Verebnungsperiode im Vorland der Trias die jüngsten Pliozänabsätze aufgeschüttet, welche sich durch Führung unzersetzter Buntsandsteingerölle von den verarmten Quarzkiesen im Liegenden wesentlich unterscheiden.

VI. Das 360 m-Niveau.

Im Gegensatz zu den vorigen Abtragungsflächen ist das in 360 m Höhe auftauchende Niveau nur von lokaler Bedeutung, indem es sich nur beiderseits der Rur, teils abhängig, teils unabhängig vom geologischen Bau, zu erkennen gibt. Es dürfte ebenfalls eine Abtragungsfläche darstellen, die aber nicht durch Lateralerosion der 180 m-Rur zu erklären wäre, sondern die nur gleichzeitig mit diesem höchsten Talboden der Rur entstanden zu denken ist.

VII. Die Randstufe.

Auf der ganzen Länge des Eifelrandes bezeichnet die Randstufe den äußeren, energischen Abfall des Gebirges zum Tiefland bezüglich zu niedrigen, von den Geröllebenen des letzteren kaum sich abhebenden Gebirgsrandschollen. Er erfolgt meist aus der Randterrasse heraus, kann aber auch aus der 400 m-Fläche direkt erfolgen. In ihrer horizontalen Erstreckung erleidet die Randstufe mehrfache Verschiebungen, weshalb der Gebirgsabfall kulissenartig von NW nach SO gegen das Rheintal hin vorspringt. Es ist dies eine Folge ihrer unterschiedlichen tektonischen Anlage, auf die bereits bei der Besprechung der Gebirgsabschnitte hingewiesen wurde.

Trotz der hierdurch bedingten morphologisch verschiedenartigen Erscheinungensweise muß die Randstufe als morphogenetisch einheitliche Form angesprochen werden. Dies beweist einerseits ihr Verhalten zu den oben behandelten Flächen; sie trennt nämlich räumlich die inversen Flächen am Gebirgsfuß von den normal angeordneten oder doch nahezu ungestörten, in den Gebirgsabfall eingreifenden

Flächen. Andrerseits geht dies aus der Gleichzeitigkeit der Entstehung ihrer Teile hervor: Sie ist älter als die auf sie übergreifende interpliozäne Randterrasse, jünger aber als die prämiozäne Fläche, die als Flächenflexur oder auch als Keilschollenfläche selbst Teile der Randstufe bildet. Somit ergibt sich, daß die Bildung der Randstufe gleichzeitig mit der Inversion der prämiozänen Fläche im Verlauf der Miozän-Altpliozänzeit erfolgte. Der Vorgang ist so zu denken, daß mit der Aufhöhung der absinkenden Flächenstücke durch Sedimente eine Verhüllung der Randstufe Hand in Hand ging.

9. Das Vorland.

Aus dem Vorigen ergibt sich für die Entwicklungsgeschichte des Vorlandes die Vorstellung einer fortschreitenden Verschmälerung desselben, indem immer neue randlich gelegene Tiefschollen durch kontinentale Hebungen in das Bereich der Abtragung gerieten und so ihrer Sedimentdecke verlustig gegangen sind. Der Umfang des Gebirgsabfalles hat sich auf diese Weise wesentlich im Laufe der jungtertiären und quartären Entwicklungsgeschichte auf Kosten des Vorlandes vergrößert. Die tertiären Entwicklungsstadien des Vorlandes sind morphologisch durch Einbruch, Zuschüttung und Ausräumung aus dem Antlitz der Niederrheinischen Bucht ausgelöscht worden.

Inwieweit haben nun diese Vorgänge die Entwicklung des Vorlandes bis zum Ausgang der Tertiärzeit beeinflußt? Im älteren Miozän vollzog sich bereits eine Gliederung des Vorlandes in Schollen, die jedoch infolge Schritthaltens der Aufschüttung mit der Senkung (41) morphologisch im einzelnen nicht hervortrat. Eine ausgedehnte Sumpflandschaft breitete sich als flache Einsenkung zwischen dem noch in Hebung begriffenen Gebirge aus. Das Miozän des Vorlandes der Eifel verrät durch seinen lokalen Charakter, daß der Schwemmlandsebene die Verwitterungsprodukte, die auf der Rumpffläche entstanden waren, in flachen Flußbetten zugeführt wurden. Die orogenetisch wirksamen Bewegungen blieben vielleicht auf den Eifelrand beschränkt und bewirkten hier die schon erwähnte Zertrümmerung der Rumpffläche. Im unteren Pliozän machen sich im Vorland wiederum starke Bewegungen geltend, die im Verein mit den miozänen im wesentlichen seine heutige tektonische Gliederung herbeiführten. Es ist sehr wahrscheinlich, daß auch der unterpliozäne Einbruch des Vorlandes morphologisch nicht zum Ausdruck gelangte. Es fand jedenfalls während desselben eine bedeutende Aufhöhung der sich senkenden Schollen statt und zwar

verschieden stark, je nach dem Betrag der Senkung. Im Rurgraben erreichte die pliozäne Aufschüttung beinahe 400 m, auf der Erftscholle ist sie mit etwa 100 m noch nicht durchbohrt, über dem Villehorst baut sich hingegen nur eine etwa 10 m betragende Decke aus Kieseloolithschichten auf. Auch über den Randstaffeln zur Erftscholle vermutet *Fliegel* (40) nur eine geringe Mächtigkeit der Randfazies der Kieseloolithstufe. Es ist jedoch sehr unwahrscheinlich, daß es sich in den beiden letzten Fällen um normale Mächtigkeiten des Unterpliozäns handelt (46) und nicht vielmehr um durch Erosion reduzierte. Wir haben ja bereits hervorgehoben, daß das Pliozän bruchlos auf die Flexurstufe des Triasabfalles übergreift, und daß diese selbst von der interpliozänen Randterrasse geköpft wird. Mithin müssen die pliozänen Schichten über den Randschollen zum mindesten bis zu jener Fläche hinaufgereicht haben. Wir haben uns demnach vorzustellen, daß das Vorland nach Beendigung der Aufschüttung des Pliozäns eingeebnet war. Die Vorgänge im Vorland zur Oberpliozänzeit scheinen sich auf Ausräumung infolge der sehr kräftigen kontinentalen Hebung beschränkt zu baben. Jedenfalls können wir für die nun einsetzende weitere Verengung des Vorlandes tektonische Bewegungen nicht mit Sicherheit verantwortlich machen. Soweit die Anlagerung des Pliozäns an die Gebirgsschollen an Bruchlinien erfolgt, kann diese aus dem vorhin Gesagten sehr wohl schon das Ergebnis der altpliozänen Verschiebungen sein. Doch scheint es, daß näher dem Rheintal starke Absenkungen im Verlaufe der oberpliozänen Hebung stattgefunden haben, die dort zur Kreuzung der Kieseloolithterrasse mit dem ältestdiluvialen Talboden geführt haben. Nehmen wir die Mächtigkeit des Pliozäns auf dem Villehorst als ursprüngliche an, so würde die Absenkung, wenn wir sie uns in der Form einer Schrägstellung vorstellen, nur eine Neigung der unterpliozänen Aufschüttungsebene von 2,5 m auf 1 km vom Triasrand weg gegen das Rheintal hervorgerufen haben. Diese Absenkung ist aber so minimal, daß sie im Vergleich zur Wirkung der oberpliozänen Erosion ihre Bedeutung verliert. Die durch die kontinentale Hebung im Oberpliozän veranlaßte Ausräumung des Vorlandes, mit welcher die Aufdeckung verschütteter Formen des Eifelabfalles Hand in Hand ging, wurde durch einen doppelten Umstand begünstigt: 1. durch die lockere Beschaffenheit der Vorlandssedimente und 2. durch die Anwesenheit des Rheines in der Nähe des Gebirgsrandes. Wäre die Zerschneidung der interpliozänen Aufschüttungsebene allein den Eifelgewässern überlassen worden, so würde sie vermutlich noch

gegenwärtig über breiten Zwischentalplatten erhalten sein. Infolge der jungpliozänen Hebung wurde etwa eine Sedimentschicht von 60—70 m aus dem Vorlande fortgeräumt. Von nun an wird die Ausräumung durch häufigere Pausen unterbrochen, während welcher der Rheinstrom und die ihm zustrebenden Eifelrandgewässer aufschütteten. Auch sind wiederum orogenetische Bewegungen an der Ausgestaltung der Diluviallandschaft beteiligt.

Diesen nachtertiären Vorgängen verdankt das Vorland seinen Charakter als zerbrochene Terrassenlandschaft. Der Löß mildert die ursprünglich steileren Stufen. Dank seiner deckenartigen Ausbreitung über den Sand- und Kiesflächen bildet das Flachland ein überaus ertragfähiges Ackerbaugebiet, innerhalb dessen vereinzelte Waldinseln schlechteren Boden (Geröll, Grauerde) ankündigen. Stattliche Dörfer begleiten meist die Ränder der Stufen oder folgen den breiten Talsohlen der das Vorland in niedrige Tafeln auflösenden Gewässer. Auf den Lößebenen selbst liegen nur einzelne Gehöfte verstreut, die häufig durch schöne Parkanlagen dem Blick des Wandrers entzogen sind. Die Siedlungshäufigkeit in den Tälern deutet schon auf die tiefe Lage des Grundwasserspiegels im Vorland hin. Seit der Eiszeit hat dieser infolge Verminderung der Niederschläge sich in den lockeren, durchlässigen Schichten bedeutend gesenkt, so daß der Wasserhaushalt der in ihren ungemein breiten, eiszeitlichen Tälern fast verschwindenden Bäche oft nur durch Eindämmung und Grabenanlagen aufrecht erhalten werden kann.

Dem eingangs erwähnten tektonischen Relief des Vorlandes, das in der Hauptsache orogenetischen Bewegungen vor dem Absatz des jüngeren Löß zu verdanken ist, paßt sich das Gewässernetz an. Mit konkordanter Abflußrichtung fließen die Gewässer der Erftebene auf der Erftscholle nach NO ab. Die Rur folgt dem Rurgraben, die Swist dem Swistgraben in deren Längserstreckung. Erft und Swist vereinigen sich mit den übrigen Gewässern der Erftebene entlang der Villebruchstufe. An der Stelle, wo sich der Villehorst orographisch nicht mehr von der Erftscholle abhebt, führt die Erft in einem Quertale, das einem älteren Grabenbruch folgt (47), die gesammelten Wassermassen durch die Ville hindurch dem Rheine zu.

Die geschilderte Anpassung der Gewässer an das heutige tektonische Relief des Vorlandes beweist, daß jene ihre heutigen Täler erst nach der Zerstückelung desselben eingeschnitten haben. Nach *Fliegel* (51) sind nun die heutigen Talsohlen als zeitliches Äquivalent

der rheinischen Niederterrasse anzusprechen. Dieser Ansicht steht entgegen, 1. daß Niederterrassenaufschüttungen mit Sicherheit nirgends im Erftgebiet nachgewiesen sind (47), 2. daß sich die Erft im Durchbruchgebiet zwischen Morken und Grevenbroich kaum in ihre Mittelterrassenaufschüttungen eingeschnitten hat, 3. daß sich vielfach noch Löß von den Gerölltafeln bis auf die randlichen Teile der Sohlen hinabzieht. Aus diesen Gründen dürfen wir die breiten Bachbetten als wenig veränderte Lößtäler ansprechen, die jedenfalls schon vor der Niederterrassenzeit ausgebildet waren. Daraus ergibt sich aber auch, daß die tektonische Skulptur des Vorlandes bis auf die der Randstaffeln — auf letztere wird später eingegangen werden — ihrer Anlage nach zwischen die Hauptterrassen- und Mittelterrassenzeit hineinfällt, also in eine kontinentale Hebungsphase. Auf die Lößzeit, die eine Phase geringster Erosionsleistung der Gewässer bedeutet, folgte wiederum eine Hebungsphase, welche die Ausräumung der Lößbetten der Täler, sowie mancherorts auch ein kräftiges Einschneiden unter die Lößdecke zur Folge hatte. So sehen wir bei der Erft wie beim Klosterbach, bei letzterem am schönsten, eine junge steilwandige Erosionsrinne in das Lößtal des Vorlandes eingesenkt. Aber die jugendlichen Erosionsrinnen sind merkwürdigerweise auf die Nähe des Gebirgsrandes beschränkt und setzen sich auch nicht ins Gebirge hinein fort. Das jugendliche Tal des Klosterbaches beginnt bei der Lappermühle und endigt kurz vor Odendorf, das etwas breitere der Erft ist nur zwischen Roitzheim und dem Ostrande von Euskirchen ausgebildet. Das Gefälle der Hauptterrasse kann diese Verschiedenheit oberhalb wie unterhalb der genannten Strecken nicht hervorgerufen haben, da es sich kaum verändert. Es bleibt zweifelhaft, ob diese sehr jugendliche lokale Zerschneidung auf eine ganz junge Hebung des Gebirges gemeinsam mit unter Vorlandsaufschüttungen begrabenen Teilen desselben zurückzuführen ist, oder auf eine absolute Senkung der Erftscholle nach Ausgestaltung der heutigen flachen Täler, wodurch eine lokale Erosionsbasis geschaffen worden wäre. In diesem Zusammenhange möge auf eine analoge Erscheinung am Abfall der Eifel selbst hingewiesen werden. Sowohl am Gebirgsabfall zum Swistgraben als auch am Abfall der Muschelkalkhöhen zur Bürvenicher Niederung haben sich die Randbäche ein ganz jugendliches und niedriges V-Tal nur in ihre Gebirgssohlentäler, die auf die muldenförmigen Rinnen des Vorlandes eingestellt sind, eingegraben. Es sind diese Verhältnisse sehr gut beim Altendorfer Bach, der zur Swistniederung abfließt, als

auch beim zur Bürvenicher Niederung gerichteten Eppenicher Bach zu überschauen. Auch in diesen Fällen ist die Entscheidung schwierig, ob die Erneuerung der Tiefenerosion durch Senkung von Vorlandschollen, oder durch Hebung des Gebirges über das Vorland verursacht wurden.

Nach diesen allgemeineren Bemerkungen über das Vorland wenden wir uns nun jenen morphologischen Hauptteilen desselben zu, die als Erft-Swistbucht und Dürener Bucht mit dem Eifelabfall unmittelbar in Beziehung treten.

A. Die Erft-Swistbucht.

Eingeschachtelt zwischen den Horst der Ville bezüglich des Ländchens und den Eifelabfall, bildet die Erft-Swistbucht eine zerbrochene Terrassenlandschaft, die sich aufbaut aus der Hauptterrassenebene im O und SO und der dem Triasrande vorgelagerten, über die 180 m-Höhenkurve noch aufsteigenden Eifelschotterfläche. Liegt letztere größtenteils höheren Randstaffeln des Vorlandes auf, so dehnt sich erstere zum weitaus größten Teil über der einseitig nach O und NO abgesunkenen Erftscholle, als auch über dem schmaleren Swistgraben zwischen der Ahrplatte und dem Ländchen aus. Beide morphologisch nicht immer scharf getrennten Anteile treten somit als Fußflächen unmittelbar an die Eifel heran. Wir wollen uns nun der gesonderten Betrachtung derselben zuwenden.

1. Die Eifelschotterfläche vor dem Triasrande.

Diese aus groben Schottern bestehende Fläche bildet einen ziemlich breiten, randlichen Streifen des Vorlandes zwischen der Rur und dem Veybach. Nach Osten wird sie von der Rheinischen Hauptterrasse in Höhe der Bahnlinie begrenzt. Sie baut sich als wenig mächtige zusammenhängende Gerölldecke über den lockeren Sedimenten der pliozänen Randfazies auf, unter der wiederum miozäne Sande und Tone unmittelbar den Vorstaffeln zur Erftscholle aufruhen. Deren Tiefenlage ist nur wenig bekannt. Nur bei Drove ist unter 8 m Diluvium unmittelbar Lias erbohrt worden (31).

Die Eifelschotterfläche wird durch auffällig breite Talniederungen gegliedert. Die Schotterrücken erheben sich mit niedrigen, abgeflachten Stufen aus der Hauptterrassenebene und steigen bald gleichmäßig, bald wiederum gestuft zum Gebirgsfuße an, woselbst sie eine zwischen 220—245 m schwankende Höhenlage erreichen. Die dazwischen eingeschachtelten Talniederungen, die Neffel- und Bürve-

nicher Niederung, setzen sich in schmaleren Tälern im Bereich der Hauptterrassenebene fort.

Die geschlossene Lößdecke der Hauptterrassenebene verliert auf der Eifelschotterfläche an Zusammenhang und Mächtigkeit. Nur die Niederungen sind noch fast völlig vom Löß überkleidet, wogegen dieser die Geröllrücken nur randlich und längs ihrer Stufenabfälle bedeckt. Bei der Wichtigkeit des Löß für die Anbaufähigkeit des Vorlandes bildet demzufolge der Schotterfuß vor dem Triasrande einen weniger fruchtbaren Streifen des Vorlandes, in welchem nur die Niederungen an Fruchtbarkeit sich mit der Ackerebene der Hauptterrasse messen können. Wie inmitten der letzteren die schwer durchlässigen und daher feuchten Grauerdeflächen noch jetzt bewaldet sind, waren es wohl auch ursprünglich die Schotterrücken, unter denen nur noch der fast lößfreie Stockheimer Rücken ein dichtes Waldkleid trägt, während auf den übrigen anspruchslosere Getreidearten angebaut werden.

Kurtz (22, 48) und *Quaas* (31, 35) betrachten die Lokalschotter vor dem Triasrande als einheitliche Bildung der Hauptterrassenzeit und stellen sich die Neffel- und Bürvenicher Niederung als grabenartige Einbrüche in diesen Ablagerungen vor. Ihre Ansichten gehen jedoch hinsichtlich der Herkunft der Schotter auseinander. *Quaas* (35) schreibt dieselben einem aus SO kommenden Gebirgssaumfluß zu, der bei Obergartzem das Gebirge verlassen haben soll. *Kurtz* hingegen deutet sie als Absätze derselben Gewässer, die auch heute den Abfall in der Trias zerschneiden, sich jedoch während ihrer Aufschüttung gemeinsam nach N der Hauptterrassenrur zugewandt haben sollen. Letztere hat nach der Ansicht von *Kurtz,* der sich auch *Quaas* anschließt, ihre Schotter in einem flachen Schuttfächer über das Tertiär des Stockheimer Rückens ausgebreitet und von da weiter nach O über die Hauptterrassenbildungen des Rheines übergegriffen. Dieses Übergreifen von Rurschottern über die rheinischen wird mit Sicherheit erst durch die Aufschlüsse des Merzenicher Steilrandes bestätigt. In dem Raume zwischen den Rhein- und Rurschottern verzeichnet die geologische Karte Blatt Vettweis gemengte Schotter, d. h. eine Mischung von Eifel- und Rheinschottern. Diese Lagerungsbeziehung der Lokalschotter zu den rheinischen Hauptterrassenbildungen ändert sich jedoch südlich der Neffel bei Sievernich. Hier konnte *Kurtz* (22) längs der in die Hauptterrassenebene eingeschnittenen Gewässer kein deckenartiges Übergreifen ihrer ältesten Schotterabsätze, sondern nur

deren Einlagerung in bereits vorgebildete flache Täler, die nach eigenen Beobachtungen bereits bis fast zu den heutigen Sohlen eingetieft waren, feststellen. Diese älteren Bachbetten bilden nun morphologisch die Fortsetzungen der unzerschnittenen flacheren Teile der Niederungen. Jene wie diese sind von den nämlichen lehmigen, rotbraunen Schottern, in die sich die heutigen Bäche wiederum etwas eingeschnitten haben, bedeckt. Ganz anders beschaffen sind dagegen die auf den Rücken liegenden Schotter. Diese sind nur schwach verlehmt, fast sandfrei und zeichnen sich ferner durch Mangel an Schichtung aus. Diese Rückenschotter greifen nun vom Stockheimer Rücken aus störungslos auf die Trias bei Thum über und stellen über Boich die Verbindung mit der nach meiner Ansicht ältestdiluvialen Terrasse von Bilstein — nach *Quaas* ist diese jungpliozän — her. Die Bilsteiner Terrasse ist also die zeitlich entsprechende Gebirgsterrasse des früher erwähnten Schuttfächers der Rur. Die über die Hauptterrassenkiese längs des Merzenicher Steilrandes übergreifenden Rurschotter müssen jedoch als jüngere Bildungen angesehen werden. Es widerspricht der *Kurtz*'schen Auffassung vom Alter dieser Schotter das geschilderte morphologische Verhalten der alten Muldentäler zu den Niederungen, dann die verschiedenartige Beschaffenheit der Schotter, die auch bei den auf die Rheinische Hauptterrasse übergreifenden Rurabsätzen die gleiche ist wie bei den Muldenschottern, endlich die auffälligen Mächtigkeitsunterschiede in der horizontalen Erstreckung. Man dürfte nach der *Kurtz*'schen Ansicht erwarten, daß der Schuttfächer in der Nähe des Gebirges die größere Mächtigkeit besitzt. Gerade das Umgekehrte ist der Fall. Die Schotter auf dem Südrande des Stockheimer Rückens sind nur etwa 1,5—2 m mächtig, jene übergreifenden Rurschotter bei Girbelsrath und Merzenich aber 3—4 m (48). Letztere sind also selbständige und zwar Hauptterrassenabsätze der Rur, die ebenfalls einem weit nach Osten aufschüttenden Rurlauf angehörten. Dieser hat jedoch erst von Düren ab das heutige Tal verlassen, wobei er, nach Süden etwas ausbiegend, den sich gleichzeitig senkenden Ellebachgraben mit nahezu 20 m mächtigen Schottern ausfüllte. Die letzteren werden ebenfalls von Rheinkiesen der Hauptterrassenzeit unterlagert (31). Was nun die gemengten Schotter anlangt, so erklären sich diese einfach durch Umlagerung der älteren Rückenschotter durch den Hauptterrassenrhein.

Die Rückenschotter schließen sich also zu einer selbständigen ältestdiluvialen Terrasse zusammen und bilden die eigentliche Fußfläche

vor dem Abfall in der Trias. Die Niederungen hingegen sind besonders breite Bestandteile der muldenförmig in die Hauptterrasse eingesenkten, schottererfüllten Täler, deren Aufschüttung im unmittelbaren Anschluß an das Zurückweichen des Hauptterrassenrheines nach Osten vor sich ging.

Die eingangs erwähnte *Quaas*'sche Ansicht bezüglich der Herkunft der Schotter könnte also nur für die Rückenschotter Geltung haben. Ihr widerspricht jedoch die örtlich wechselnde Zusammensetzung dieser Schotter, die deutlich beeinflußt wird von dem Gesteinsaufbau im Einzugsgebiet der heutigen Gewässer. Die Schotter über dem Tertiärgraben zwischen Satzvey und Obergartzem führen überwiegend devonische Quarzite, wie solche wenig oberhalb in den Tälern des Vey- und Bleibaches anstehen. Die Görresbergterrasse östlich Schwerfen führt zahlreiche Muschelkalkgerölle aus dem Bruchbachgebiet, während ihr devonische Gerölle fehlen. Auf dem Wollersheimer Rücken sind Eisensteine weit verbreitet, die zweifellos der Vlattener Bach aus dem Oberen Buntsandstein seines Einzugsgebietes mitgebracht hat. Auch die in den Kiesgruben östlich von Wollersheim zu beobachtenden Gerölltaschen im tertiären Untergrund weisen auf die Tätigkeit des ältestdiluvialen Vlattener Baches hin. Gegen die *Quaas*'sche Ansicht spricht ferner noch die Mächtigkeitsabnahme der Rückenschotter nach außen, die sich mit der Aufschüttung durch einen Saumfluß nicht verträgt.

Wir müssen uns also die Eifelschotterfläche durch Verschmelzung sehr flacher Vorlandsschuttfächer der jetzt noch existierenden Gebirgsrandgewässer entstanden denken.

Die stratigraphische Selbständigkeit der Rückenschotter erklärt auch den stufenförmigen Anstieg der Rücken aus der Hauptterrassenebene, wie er besonders deutlich bei Zülpich und Ülpenich zu beobachten ist und wie er auch bei Vettweis sich gegenüber der aus gemengten Schottern bestehenden Hauptterrassenfläche östlich der Bahn bemerkbar macht. Diese Stufen stellen somit den Uferrand des Hauptterrassenrheines dar. An der Umbiegungsstelle desselben, westlich Euskirchen, ist er deshalb verschwommen, weil hier die ältestdiluviale Terrasse des Veybaches, wie wir bereits hervorgehoben haben, eine Absenkung nach Osten erfahren hat. Die zunehmende Abschwächung des Uferrandes zwischen dem Neffelbach und der Rur ist ebenfalls auf gleich zu besprechende tektonische Bewegungen zurückzuführen. Soweit sie den Uferrand selbst noch in Mitleidenschaft ge-

zogen haben, sollen sie schon hier erwähnt werden. Dies ist nur nördlich des Neffelbachknies bei Sievernich, östlich der Bahnlinie, der Fall gewesen, woselbst die Neffelbachscholle in der Nähe des Uferrandes eine schwache Neigung nach Osten gegen eine über Müdersheim streichende NW-Verwerfung erfahren hat, über der sich das Steilufer des durch die Bruchbildung nach NW abgelenkten Neffelbaches erhebt (31). Dieser Einbruch, der auch die Rheinkiese des Uferrandes noch etwas in Mitleidenschaft gezogen hat, steht zweifellos im Zusammenhang mit der vor Bildung der Mittelterrasse erfolgten Zertrümmerung der Buchthauptterrasse, auf die wir schon hingewiesen haben. Auch der Merzenicher Steilrand, an dem die Rurhauptterrasse eine einseitige Schrägstellung nach Osten erfahren hat, sowie eine über Hardthäuschen, westlich Merzenich, parallel dazu streichende, niedrigere Bruchstufe inmitten des Ellebachgrabens, wodurch letzterer in seinem südlichen Teil die Gestalt einer doppelten Schrägscholle angenommen hat, gehen auf denselben Vorgang zurück. Letzterer kam also einheitlich an disjunktiven Brüchen mit übereinstimmender NW-Richtung zur Auslösung und kann als Folge einer Zerrwirkung aufgefaßt werden.

Betrachten wir nun die Beziehungen der Gebirgsterrassen zu den Schotterebenen der Fußfläche. Auf die Bürvenicher Niederung ist die in 240 m Höhe gelegene Hauptterrasse des Vlattener Baches bei Wollersheim eingestellt, die hier bereits über Triasschichten liegt. Ihr linksseitiger Uferrand schneidet von Wollersheim nach SO die Tertiärunterlage des gegen Zülpich sich senkenden Schotterrückens an. Bei Bürvenich bildet die Schotteraufschüttung eine schwach nach SO fallende Fläche. Zwischen Wollersheim und Bürvenich ist das Gefälle des durch zwei flache Rinnen zerschnittenen Talbodens so kräftig, daß eine Senkung der Bürvenicher Niederung nach Absatz der Schotter angenommen werden muß. Sehr gleichmäßig setzt sich dagegen die Hauptterrasse des Bruchbaches aus dem Gebirge ins Vorland hinein fort. Ihre Schotter liegen hier wie dort um denselben Betrag von 10 m über dem Lößtalboden. Anzutreffen ist sie in 250 m Höhe über dem Talufer von Eicks nach Glehn, dann beiderseitig der Papierfabrik südlich Schwerfen in 220 m Höhe. Die Schotter über dem rechten Muschelkalkufer an letzterem Ort setzen sich nun in gradliniger Verlängerung des Bruchbachgebirgstales ungestört auf das Tertiär des Vorlandes fort, über welchem sie eine breite Trockentalung am Südfuß der Rückenschotterterrasse des Görres-Bergs ausfüllen.

Unterbrochen durch das zur heutigen Talsohle des Bleibaches nach Enzen hinabziehende Viernicher Trockental taucht die Hauptterrasse wieder über dem Thurm-Berg bei Enzen in 195 m Höhe auf und geht bei Frauenberg unmerklich in die Rheinische Hauptterrasse über. Die Ablenkung des Bruchbaches aus seinem gradlinigen Hauptterrassental ist dem Einbruch der Bürvenicher Niederung nach Absatz der Hauptterrassenschotter zuzuschreiben.

Der immerhin nicht unbedeutende Gefällsunterschied, der nach Obigem im Bereiche des Vorlandes zwischen den Hauptterrassen- und ältestdiluvialen Lokalschottern besteht, spricht nun dafür, daß die im Gelände deutlich verfolgbare Neigung der Eifelschotter-Rücken durch eine Schrägstellung nach außen bewirkt worden ist.

Indessen die Schotterrücken südlich der Neffelniederung gleichmäßig nach NO herabfallen, wird die NO-Abdachung der Eifelschotterfläche des Stockheimer Rückens durch eine dem Stockheimer Sprung Ginnick-Düren folgende Bruchstufe (31), deren Höhe in dieser Richtung sich abschwächt, unterbrochen. Nach N, zum Rurgraben hin, dacht sie sich jedoch ebenfalls gleichmäßig, jedoch stärker als nach NO ab. Die höhere, die Stockheimer Staffel, ist mit 1 : 15 am stärksten, die tiefere, die Vettweiser, mit 1 : 6 immer noch kräftiger als die Rheinische Hauptterrasse über der Erftscholle (1 : 3) nach Norden geneigt. Aus diesen Gefällswerten ergibt sich deutlich der Einfluß des Stockheimer Sprunges auf das Ausmaß der Neigung. Andrerseits macht sich auf die Neigung der nördlich der Neffelniederung gelegenen Schotterrücken der Einfluß des Rurgrabens geltend, dem im Vergleich zur Erftscholle die größere Gefällskomponente zugewendet ist. Dies ist entschieden auf die größere Absenkung des Rurgrabens in der Diluvialzeit zurückzuführen. Schrägstellung und Staffelung sind somit gleichzeitige Vorgänge, was auch durch das neutrale Verhalten des Birgeler- und Stockheimer Sprunges gegenüber der Rurhauptterrasse bewiesen wird. Wir müssen also annehmen, daß die Schrägstellung bezüglich Staffelung der Eifelschotterfläche vor dem Triasabschnitt bereits zur Zeit des an den Eifelrand herandrängenden Hauptterrassenrheines beendet war. Unter dieser Annahme wird auch die Höhenabnahme seines Uferrandes gegen NW verständlich.

Wir sehen also, daß der Schrägstellung der Erftscholle die der Eifelschotterterrasse vor dem Triasrande vorausging. Dieselbe fällt ebenfalls in eine Periode der Talvertiefung, also in eine kontinentale Hebungsphase hinein. Wir können nicht umhin, die Ursache dieser

lokalen Bewegungen in den kontinentalen Hebungen selbst zu suchen, während auf ihre morphologische Äußerung der gleichzeitige Einbruch der Erftscholle und des Rurgrabens, infolge einer vom Gebirge nach dem Vorland gerichteten Zerrbewegung, modifizierend gewirkt hat. Der stärkeren Absenkung des Rurgrabens entspricht auch die kräftigere Neigung der Eifelschotterterrasse zu diesem hin. Betrachten wir die zeitlich getrennten Vorgänge in ihrer räumlichen Wirkung, so ergibt sich ein deutliches Abwandern der Zerrwirkung vom Gebirgsfuße weg nach außen. Dasselbe wird sich auch bei der Behandlung der Dürener Bucht herausstellen. Auch *M. Kirchberger* (19) hat für den Vennabfall und dessen Vorland eine Verschiebung der Hebungsachse nach außen mit Annäherung an die Gegenwart feststellen können. Ich vermute, daß mit dem ersten diluvialen Zerrungsvorgang die Bildung einer Bruchstufe an dem durch die Rheinische Hauptterrasse maskierten Sprung über Rövenich-Kessenich-Oberdrees verbunden war. Jedenfalls hat an diesem vor Ablagerung der Hauptterrassenschotter ein Absinken der Pliozänsande westlich desselben stattgefunden. Der somit einseitige Einbruch der Randstaffeln des Vorlandes könnte den Rheinstrom veranlaßt haben, gegen den Gebirgsfuß vorzudringen. Noch während der Hauptterrassenaufschüttung machen sich Nachwirkungen der stattgehabten Zerrung geltend. Die Erftscholle sank gleichzeitig mit ihrer Aufhöhung einseitig nach Osten ab. Durch Bruchbildung unterstützt, wurden dadurch in der Nähe des Villerandbruches Mächtigkeiten der Hauptterrassenschotter bis zu 70 m erreicht (44). Wir erinnern uns, daß auch der Ellebachgraben, währenddem er aufgeschüttet wurde, einbrach. Das gleiche ist beim Rurgraben der Fall gewesen, woselbst die Hauptterrassenabsätze der Maas auf niederländischem Boden fast 200 m mächtig werden (45).

Mit diesen diluvialen Zerrungsvorgängen war aber keine orogenetische Verschiebung zwischen dem Gebirge und der Eifelschotterfläche verknüpft. Beide wurden miteinander ohne Bruchbildung gehoben, wobei die Hebung sich infolge des relativen Einsinkens der Tiefschollen in einer leichten Schrägstellung der mit dem Rückland noch starrer verbundenen Randschollen äußerte.

2. Die Hauptterrassenebene der Erft-Swistbucht.

Zwischen dem Veybach und der Swist bildet die Hauptterrassenebene die Fußfläche des Gebirgsabfalles. Morphologisch einheitlich, zerfällt sie geologisch und tektonisch in zwei Teile. Wenn wir

absehen von der Löß- und Lehmdecke, wird die Oberfläche der Erftebene von den rheinischen Hauptterrassenschottern, die Swistebene vermutlich von gleichaltrigen Swistbachschottern eingenommen. Tektonisch gehört die Hauptterrassenebene zwischen der Erft und der Swist sowohl der Erftscholle wie dem unter der Tertiärdecke verschwindenden Gebirgsfuß an. Die südliche Swistebene dagegen deckt sich mit dem einseitig gegen den Villerandbruch gerichteten Swistgraben.

Die genannte Fußfläche geht nun ohne Zwischenschaltung einer höheren Stufe des Vorlandes unmerklich in die Fußhangböschungen des Gebirgsabfalles über. Ein Uferrand tritt also morphologisch hier nicht hervor. Daraus ergibt sich, daß die Fußhangböschungen durch die Tätigkeit des altdiluvialen Rheines, der Swist und ihrer Gebirgszuflüsse von ihrer Tertiärdecke bis auf geringe Reste befreit worden sind. Dadurch wurden tertiäre Flächen, die, wie bereits erwähnt, wahrscheinlich Teile der abgesunkenen prämiozänen Rumpffläche sind, teilweise wieder freigelegt. Auch die ursprünglich vorhandene ältestdiluviale Rheinterrasse, auf deren Anwesenheit die gleichaltrige Gebirgsterrasse der Erft schließen läßt, fiel der ältestdiluvialen Erosion zum Opfer.

Die Hauptterrassenebene der Erft-Swistbucht besitzt bis zur Bahnlinie Meckenheim-Euskirchen nach Norden völlig gleiche Höhenlage mit der im Kottenforst 180 m hoch liegenden Villeterrasse. Von Euskirchen bis Düren senkt sich der Außenrand der Hauptterrassenebene ihr entsprechend, und zwar in derselben Stärke wie die Villeoberfläche. Die randlichen Teile der Hauptterrasse, also auch soweit diese die Fußfläche bildet, haben sich somit gegenüber dem Gebirgsfuß bis auf die lokalen Einbrüche westlich des Neffelbachknies nicht mehr verschoben. Hingegen verhielten sich die Erftscholle und der ihr tektonisch angegliederte Swistgraben der Hebung vor Ausbildung der Mittelterrasse gegenüber wie Zerrschollen und wurden daher gegen den Villehorst schräggestellt. Die normale Lage der Hauptterrassenfußfläche zum Gebirgsfuß wird auch durch die gleichsohlige Ausmündung der mit ihr gleichaltrigen Gebirgsterrasse der Erft und des Klosterbaches bestätigt. Bezüglich der Erft erwähnten wir schon den von Weingarten ausgehenden flachen Hauptterrassenschuttfächer, der, wie die zunehmende Mächtigkeit der Erftschotter gegen die Mitte desselben beweist, in einer flachen, in die Rheinische Hauptterrasse eingeschnittenen Talung zum Absatz gelangte. Die Klosterbachhaupt-

terrasse finden wir durchschnittlich 5—7 m über der Sohle des Längstales oberhalb Schweinheim. Deutlich ist diese Terrasse in 250 m M. H. über der rechten Seite des Baches bei Kloster Schweinheim erhalten. Als Hauptterrassenschotter betrachte ich auch die in 232 m Höhe auf dem linken Ufer über Dorf Schweinheim liegenden Gerölle. Von hier aus sinkt der Schuttfächer des Klosterbaches mit etwas kräftigerer Neigung als jener der Erft zum Vorland herab. Bei dem Klosterbach als dem kleineren Gewässer ist letzteres erklärlich. Seine Schotter liegen auch flächenhafter über den Hauptterrassenkiesen des Rheines ausgebreitet als die Erftschotter.

B. Die Dürener Bucht.

Morphologisch stellt die Dürener Bucht den südlichen Teil des von Süd nach Nord rasch sich verbreitenden Vorlandstales der Rur dar. Tektonisch gehört sie noch dem Rurgraben an, dessen Vorstaffeln sich auch an der Zusammensetzung der Hochufer beteiligen. Bei Uedingen weitet sich das Rurtal, sobald es in gewundenem Lauf die steilen Buntsandsteinufer des unteren Gebirgsengtales verläßt, unverhältnismäßig rasch in den tertiären Schichten des Vorlandes aus. Der Gegensatz im Talcharakter wird also durch den scharfen Wechsel in der Gesteinszusammensetzung bedingt. Für die Ausbildung des breiten Vorlandtales der Rur macht *Quaas* (31, 35) auch diluviale Bruchbildung verantwortlich. Es soll der steile Westabfall des Stockheimer Rückens dem von Thum nach Düren verlaufenden östlichen Rursprung zu verdanken sein. Für diese Ansicht liegen jedoch keine sicheren Beweise vor. Es macht zum mindesten das Steilufer von Üdingen bis Drove, welches sich dem Uferbogen oberhalb Üdingen völlig anpaßt, den Eindruck eines Erosionsrandes. Gegen eine Erklärung als Bruchstufe spricht auch die terrassenartige Anlagerung von Rurmittelterrassenkiesen in der Mitte des Bogens. Dagegen widerspricht der geradlinige Verlauf des Rückenabfalles zum Drover Bach nicht einer tektonischen Anlage desselben. *Quaas* nimmt an, daß die diluvialen Schotter über dem linken Ufer des Baches (Terrasse IV) einseitig an obiger Störung abgesunken sind und daß dadurch die Asymetrie des Tales bedingt sei. Jedoch könnte man für letztere auch ein allmähliches Abgleiten des Drover Baches nach Osten verantwortlich machen. Wir erinnern uns, daß der ältestdiluviale Schuttfächer der Rur über dem Vorland nach außen schiefgestellt wurde. Infolge dieser Schrägstellung könnte der Bach sehr wohl zur Seitenerosion nach rechts

gezwungen worden sein. Dieser Ansicht widersprechen nicht die fast bis zur Sohle hinabreichenden Diluvialschotter über dem flacheren Talufer. Ihr günstig ist vor allem das neutrale Verhalten der Störung gegenüber den ältestdiluvialen Rurschottern bei Thum.

Den breiten Boden des Vorlandstales nehmen die als Niederterrasse bezeichneten Ablagerungen ein (11, 12). Aus ihm erhebt sich mit verschwommenem Rand, von Schneidhausen ab nordwärts, die lößbedeckte Mittelterrasse der Rur, die sich unmittelbar dem Abfall der Kufferather Staffel mit rasch zunehmender Breitenausdehnung nach Norden anschmiegt. Nur zwischen Berzbuir und Birgel bildet den Uferrand der Mittelterrasse der schmale, an der Birgeler Störung abgesunkene Tertiärstreifen, über den sich nach unserer Ansicht die Rurhauptterrasse als nur schmaler Terrassenhorizont des Vorlandes hinwegsetzt.

Morphologisch kann daher die Rurmittelterrasse als Fußfläche des Gebirgsabfalles westlich der Rur gelten. Entlang der Kufferather Staffel verläuft sie völlig ungestört. Vor derem Nordrande beginnt sie aber deutlich erkennbar nach Norden einzusinken, um in Höhe des Indetales der Niederterrasse die Oberfläche der Rurtalebene zu überlassen. Bald darauf verschwinden auch die Niederterrassenschotter unter den alluvialen Absätzen der Rur (34). Die Rur-Rhein-Maashauptterrasse bleibt trotz dieser jüngeren Kreuzungen abseits der Rurgrabenrandbrüche bis weit auf niederländischen Boden an der Zusammensetzung der Oberfläche beteiligt. Innerhalb des Grabens sehen wir dagegen die Hauptterrasse bei Lucherberg im Mittelterrassenniveau verschwinden, bald darauf unter letzteres hinabtauchen. Auf der kurzen Strecke von Birgel bis Lucherberg hat sich also die Hauptterrasse gegenüber der Mittelterrasse bedeutend gesenkt. Für dieses Untertauchen der Hauptterrasse, als auch für die jüngeren Kreuzungen müssen wir demnach einen jeweiligen, nach dem Vorland zu verstärkten Einbruch des Rurgrabens verantwortlich machen. Der Rurgraben verhielt sich somit gegenüber den kontinentalen Hebungen, ähnlich wie die Erftscholle, als Zerrscholle. Die orogenetische Auswirkung der Zerrung läßt wiederum ein deutliches Abwandern vom Gebirgsfuß weg nach außen erkennen. Die Kufferather Staffel blieb im Diluvium von der Zerrung verschont. Dagegen wurde sie im Pliozän, wie bereits hervorgehoben, durch den Einbruch des Rurgrabens in Mitleidenschaft gezogen. Die andauernde Senkung des Rurgrabens in der Diluvialzeit dürfte auch die Erklärung dafür abgeben,

daß in ihm, im Gegensatz zur Erftscholle, Niederterrassenschotter zum Absatz gelangten. Letztere wären also nicht als stratigraphisch gleichwertig mit den Niederterrassenabsätzen des Rheines zu betrachten.

Fassen wir die Ergebnisse über das Vorland kurz zusammen:

Das Vorland des Buchtabfalles der Eifel verdankt seine Ausgestaltung erosiven und tektonischen Kräften seit dem Schlusse der Oligozänzeit. Seine heutige morphologische Gliederung ist lediglich das Ergebnis diluvialer Vorgänge obiger Art. Die älteren Entwicklungsstadien des Vorlandes sind durch Einbruch, Verschüttung und Ausräumung aus dem Antlitz der Niederrheinischen Bucht getilgt worden.

Die Diluviallandschaft des Eifelvorlandes würde, wenn sie nicht tektonisch gestört worden wäre, gegenwärtig zwei ineinandergeschachtelte Aufschüttungsterrassen erkennen lassen, nämlich die altdiluviale Rheinische Hauptterrasse im Osten und Süden und die schmälere, ältestdiluviale Eifelschotterterrasse im Westen, welch letztere aus der Verschmelzung sehr flacher Schuttfächer der Gebirgsrandgewässer hervorging.

Bei dieser einfachen Gestaltung des Eifelvorlandes ist es dank der mit den kontinentalen Hebungen vergesellschafteten und offenbar durch sie bedingten orogenetischen Bewegungen nicht geblieben. Senkrecht auf den Gebirgsrand gerichtete Zerrkräfte lösten während der Talvertiefung posthume Bewegungen an den parallel zu ihm gerichteten NW-Störungen aus, die zur Kippung der Vorlandsschollen gegen inverse Bruchstufen führten. Dabei weicht anscheinend der morphologische Einfluß der Zerrbewegung mit jeder neuen kontinentalen Hebung immer mehr vom Gebirgsfuß nach außen zurück.

Auf diese Weise wurde zunächst die ältestdiluviale Eifelschotterterrasse schräg gestellt, nördlich der Neffelniederung außerdem noch in zwei Staffelschollen zerlegt, ebenso am Nordende der Billiger Scholle nach NO und SW abgestaffelt. Diese tektonische Gliederung der Eifelschotterterrasse fand bereits der Hauptterrassenrhein vor. Auch währenddem derselbe aufschüttete, sank der Untergrund noch weiter ein, jedoch wurde dieser Einbruch durch die Aufschüttung ausgeglichen. Insbesondere spielten sich diese Vorgänge im Bereich der Erftscholle und des Rurgrabens ab, ohne daß diese morphologisch am Schluß der Hauptterrassenaufschüttung hervortraten. Im Verlauf der nun folgenden Hebung wurden auch diese Schollen orographisch selbständig. Es bildete sich die Villebruchstufe und der Merzenicher Steilrand aus, womit die heutige Gliederung des engeren Eifelvorlandes in die Erft-Swist-

bucht und in die durch den Ellebachgraben erweiterte Dürener Bucht im wesentlichen gegeben war. Die Erosion tat unter Anpassung an das tektonische Relief noch das ihrige. Die Rur erbreiterte und vertiefte ihr dem Rurgraben folgendes Tal und gestaltete so die Dürener Bucht i. e. S. rein erosiv aus. Die quer zur Erftscholle abfließenden Randgewässer schufen dagegen breite Muldentäler. Ihre am Rande der Villebruchstufe sich sammelnden Wassermassen verschärften und veränderten noch etwas den tektonisch geschaffenen Steilrand. Zum Rheintal konnten sie erst in Höhe von Grevenbroich über den daselbst in das Niveau der Erftscholle hinabtauchenden Villehorst abfließen. Die Zertalung des Vorlandes war mit Aufschüttung der unteren Mittelterrasse in den Tälern so ziemlich abgeschlossen. Der aus dem nördlichen Niederrheingebiet heranwehende Löß breitete sich deckenartig über das zertalte Vorland aus. Die nun erneut einsetzende Hebung, die vielleicht von schwachen orogenetischen Senkungen im Bereiche der Erftscholle und der Randstaffeln begleitet war, belebte zwar wiederum die Tiefenerosion, aber diese konnte bis heute im wesentlichen nur die Forträumung des Tallößes, wenigstens in der Erft-Swistbucht, bemeistern. Nur der Rur gelang es wegen ihres größeren Wasserhaushaltes sich noch um 5—10 m in ihre Mittelterrassenschotter einzutiefen und den die rechte Hälfte der Dürener Bucht völlig einnehmenden, erstaunlich breiten Talboden zu erzeugen. Noch gegenwärtig ist die die letztgenannten Wirkungen hervorbringende Talvertiefung im Fluß. Würde sie ungestört verlaufen, so wäre, ein genügender Zeitraum vorausgesetzt, gegen ihr Ende wiederum ein beträchtlicher Teil des Vorlandes ausgeräumt und eingeebnet. Es würden neue randlich gelegene Grundschollen wieder zum Vorschein kommen — so den Gebirgsabfall erbreiternd — ohne daß eine selbständige Hebung des Eifelkörpers über das Vorland angenommen zu werden braucht.

10. Zusammenfassung. (Siehe Karte.)

Im Buchtabfall der Eifel vollzieht sich der Übergang der durchschnittlich auf 500 m M. H. gehobenen Rumpfscholle des Rheinischen Schiefergebirges zu den Tiefschollen des keilförmig in dieselbe eingreifenden Niederrheinischen Senkungsfeldes, dessen tertiäre und quartäre Aufschüttungen das zerschnittene, am Rande der Eifel bis zu 250 m aufsteigende Tiefland aufbauen.

Der Abfall ist gekennzeichnet durch ein flachschichtiges Triasbruchfeld inmitten variskisch gefalteter Devongesteine. Diese Struk-

tur war bereits in der prämiozänen Rumpffläche des Rheinischen Schiefergebirges vorhanden. Die variskische Faltung des Rumpfes wird durch den ausgangs Oligozän einsetzenden Einbruch der Niederrheinischen Bucht durchkreuzt und damit die morphologische Entwicklungsgeschichte des Eifelrandes eingeleitet.

Der Unterschied zwischen Hoch und Tief am NO-Rande der Eifel ist in erster Linie die Folge dieses Einbruchs. Da letzterer sich vorzugsweise an SO-NW streichenden Brüchen vollzog, schlägt der Buchtabfall diese Richtung ein. In denselben greifen eine Anzahl Abtragungsflächen ein, die meistens durch tektonisch angelegte Stufen getrennt werden. Zu diesem treppenförmigen Aufbau gesellt sich eine lebhafte Quer- und Längsgliederung, die vorwiegend den abtragenden Kräften zu danken ist. Insgesamt nimmt die Gliederung des Buchtabfalles der Eifel eine Mittelstellung zwischen den beiderseits angrenzenden Randlandschaften ein. Im besonderen unterliegt sein Relief einem vom geologischen Bau abhängigen Wechsel, für den die modifizierende Wirkung der Gesteine auf die Abtragung verantwortlich ist. Darnach lassen sich 4 von NW nach SO aufeinanderfolgende Abschnitte unterscheiden, die durch die Rur, die Querfurche Kall-Mechernich-Satzvey und die Erft-Klosterbachtallinie geschieden sind. Die beiden äußeren, devonischen Abschnitte werden von Riedeln beherrscht. Zwischen der Rur und der erwähnten Querfurche liegt ein in Kuppen und Rücken aufgelöstes Glied des Abfalles, das sich fast völlig mit dem Anteil der Trias am Abfall deckt. Der 4. Abschnitt, der sich dem vorigen südostwärts anschließt, bietet das Bild eines diskordant zertalten Keilschollenabfalles.

Im Gegensatz zum Vennabfall läßt sich beim Buchtabfall der Eifel eine einzige, in der SO-Richtung kulissenartig vordringende Randstufe verfolgen. Diese Randstufe bildet den Abfall von der der Eifelrumpffläche vorgelagerten, zwischen 300 und 400 m schwankenden Übergangszone entweder direkt zu den zertalten Geröllebenen des Vorlandes oder zu einer aus abgesunkenen Schollen bestehenden Vorzone, die sich höchstens bis zu 260 m erhebt.

Die Übergangszone ihrerseits wird durch 3, teils stufenförmig angeordnete, teils sich durchdringende Abtragungsflächen miopliozänen Alters gegliedert. Die älteste, die 400 m-Fläche, ist vorwiegend eben, im Erfteinzugsgebiet auch kuppig gestaltet; bald greift sie in die ungestörte, bald in die vermutlich abgebogene Randzone des Eifel-Rumpfes — so am Rande des Kermeter und bei Nöthen —

ein. Diese morphologischen Beziehungen beider Abtragungsflächen zu einander könnten so gedeutet werden, daß im Verlaufe der Ende Oligozän einsetzenden Hebung randliche Teile der älteren Fläche in unterschiedlicher Höhenlage und in tektonisch verschiedenartigem Zusammenhang zurückblieben, worauf eine, teilweise vielleicht nur die Verwitterungsdecke beseitigende Abtragung bis zur Herstellung der jüngeren Fläche einsetzte. Nächstdem kam die 360 m-Fläche zur Ausbildung, mit welcher der 180 m- (relativ) Talboden der Rur korrespondierte; sie deckt sich beiderseits der unteren Kall mit an das Auflager des Buntsandsteins geknüpften Flächen, zeigt aber sonst eine weitgehende Unabhängigkeit vom geologischen Bau. Die jüngste der Abtragungsflächen erscheint in Form einer zwischen 300 und 340 m schwankenden Randterrasse am Außensaum der Übergangszone. Ihr manchmal gestuftes Auftreten dürfte auf schwache Störungen durch Randbrüche zurückzuführen sein. Meistens von ihr führt die Randstufe hinab zum Vorland. Auf diese Randterrasse laufen ungestörte Terrassenhorizonte im Rur- und Erfttal hinaus. Im Schützendorfer und Nöthener Ausraum entsprechen ihr jeweils zertalte Flächen.

Im morphologischen Bild der Übergangszone spielt außerdem der geologische Bau eine bedeutsame Rolle, sei es, daß er selbst formgebend hervortritt, sei es, daß er passiv den Erhaltungszustand obiger Flächen, je nach der Beschaffenheit des von ihnen bedeckten Gesteins, beeinflußte: daher auch das mit dem geologischen Bau wechselnde Gesamtbild der Übergangszone.

In den aus Schiefern und Grauwacken bestehenden Anteilen der Übergangszone herrscht ausgesprochener, den Faltenbau verschleiernder Plateaucharakter, dessen Träger die 400 m-Fläche ist. Die scharf eingerissenen Täler lassen keine strenge Abhängigkeit von tektonischen Linien erkennen. In dem Triasanteil dagegen tritt der Einfluß des Gesteinsaufbaues sehr bestimmt hervor. Insgesamt äußert er sich in einem auffällig bewegten Relief, im Zurücktreten der Flächenformen auf Kosten von Kuppen- und Rückenniveaus und in einer weitgehenden Anpassung der Hohlformen an die Tektonik. Im einzelnen spricht er sich in dem zonaren, von der Gesteinsbeschaffenheit abhängigen Wechsel im Charakter der Zerschneidung aus. Die innere und die äußere Gesteinszone, die Zonen des Hauptbuntsandsteins bzw. des Oberen Muschelkalkes und Keupers, sind durch scharfe Knicke zwischen Flächen und Böschungen, die mittlere, die Zone des Oberen Buntsandsteins und Muschelsandsteins dagegen durch ruhiges Ineinanderfließen

der Voll- und Hohlformen ausgezeichnet. Die unterschiedliche mechanische Widerständigkeit zwischen der mittleren und äußeren Gesteinszone wirkt sich zwischen Berg und Thum in einer dem Gebirge zugewendeten, teilweise sich verdoppelnden, 5—20 m hohen Denudationsstufe in den Dolomiten des Oberen Muschelkalkes aus.

In dem südlich vom Bruchbach gelegenen Triasanteil der Übergangszone, in welchem sich die mittlere Gesteinszone mit dem Hauptbuntsandstein verzahnt, gelangt der geologische Bau in Graben- und Horstformen zum Ausdruck. Dies ist auch in dem angrenzenden, bis zum Kloster-(Stein-)bach reichenden variskisch gefalteten Gebirgsabschnitt der Fall. Trotzdem sind auch in diesem erweiterten Gebiet die in diese Formen eingreifenden Abtragungsflächen von den sie begrenzenden Strukturlinien weitgehendst unabhängig. Der hier zutage tretende Gegensatz von Hoch und Tief ist im wesentlichen der selektiven, auf starke Gesteinsgegensätze stoßenden Erosion und Denudation zu danken. Als Vollformen treten hervor: im Triasgebiet der vom Bleibach durchbrochene Hauptbuntsandsteinhorst von Kommern, sowie die sich ihm ostwärts anschließende und zum Vorland abgedachte Keilscholle von Satzvey; im Devongebiet die sich gegenseitig ablösenden Keilschollen von Eschweiler und von Billig-Kirchheim, deren Kanten mit nach NW streichenden und in derselben Richtung sich verschärfenden Stufen gebirgswärts abbrechen. Die diesen Vollformen rücklings vorgelagerten Hohlformen sind an Einbrüche geknüpfte, asymetrische Ausräume, die sämtlich an wenig widerständige Gesteine gebunden sind: so die Schützendorfer Niederung im Triasgebiet, die Nöthener und Antweiler Niederung, beide im Gebiete der von den Keilschollen bewerkstelligten Abdachung, jene mit Buntsandstein-, diese mit Tertiärbedeckung. Gleichfalls das Werk der selektiven Abtragung sind die Mechernicher Grabentalung und die durch einen einseitigen Einbruch vorgezeichnete, grabenartige Scharte in der Rumpffläche im Ursprungsgebiet des Kallmuther Baches. Bei dem von der 400 m-Fläche überdachten Hauptbuntsandsteingraben, der in die Eifelrumpffläche zwischen dem Bleibach und der Urft eingreift, ist eine der Ausebnung vorangehende tektonische Anlage nicht ausgeschlossen.

Die Gliederung dieses vorstehend behandelten Teiles der Übergangszone wird noch erhöht durch die die Vollformen steilwandig durchsetzenden Durchbruchstäler. Ihre Entstehung steht im Zusammenhang mit der bereits erklärten Herausbildung des Gegensatzes

zwischen den Graben- und Horstformen, an dem ihre Gewässer an erster Stelle beteiligt waren.

Die oben erwähnte Randstufe bildet den äußeren Abfall der Übergangszone, stellenweise von der 400 m-Fläche, sonst von der Randterrasse herab. Sie wird von einer Reihe sich kulissenartig ablösender Dislokationen mit SO-NW Streichen gebildet. Links der Rur ist die das 400 m-Plateau von Hürtgen-Großhau scharf abschneidende Randstufe an einen Staffelbruch zum Rurgraben geknüpft. Mit kaum merklicher Verschiebung erscheint sie zwischen der Rur und dem Tälchen von Berg als Flächenflexur in der Muschelkalk-Keuperzone. In der nämlichen Flucht hält sie sich bis zum Bleibach an die Kommerner Längsstörung. Alsdann wird sie zwischen dem Blei- und dem Kloster-(Stein-)bach von den jeweils vorstoßenden Oberflächen der Satzveyer- und Billig-Kirchheimer Keilscholle gebildet. Mit einer letztmaligen und sehr energischen Verschiebung bewirkt die Randstufe den an Staffelbrüche geknüpften Abfall zum Swistgraben. Auf der ganzen Linie von der Rur bis zur Swist wird sie von der Randterrasse oben abgeschnitten, jenseits der Rur von der 400 m-Fläche geköpft.

Die morphogenetische Bedeutung der Randstufe erhellt daraus, daß sie die normal gelagerten Abtragungsflächen der Übergangszone von den innerhalb der Vorzone und des Vorlandes invers gelagerten Flächen *) — vermutlich ehedem der Eifelrumpffläche angehörend — trennt. Es erfolgte die Inversion einesteils unter Bruchbildung, andernteils unter Verbiegung bzw. Schrägstellung. Letzteres trat bei der prämiozänen Flexur bzw. den Keilschollenflächen ein. Ausnahmsweise vollzog sich die Inversion auch im Bereiche der Übergangszone, nämlich durch den Abbruch der Eschweiler von der Billig-Kirchheimer Keilscholle, deren Oberflächen Teile derselben, und zwar der prämiozänen Fläche sind. Zeitlich fällt die Inversion mit den für die Entstehung des Niederrheinischen Senkungsfeldes so bedeutsamen mio-altpliozänen Schollenbewegungen zusammen. Triftige Gründe, insbesondere das Verhalten der Randterrasse zur Randstufe, sprechen dafür, daß das Absinken der Flächen ebenso wie das der Vorlandschollen unter gleichzeitiger Zuschüttung und Aufhöhung mit Sedimenten nach Maßgabe ihres Untertauchens unter das jeweilige untere Denudationsniveau

---

*) Flächeninversion bedeutet nach *v. Staff* die Umkehrung der normalen Aufeinanderfolge von Abtragungsflächen durch Absenkung (60).

vor sich ging. Die Randstufe ist somit, zum mindesten soweit sie unter der Randterrasse liegt, eine Störung, die, wahrscheinlich auch in ihren höheren Teilen, von lockeren Sedimenten verschüttet und nachträglich wieder freigelegt worden ist.

Die Vorzone besteht aus abgesunkenen Schollen, die nur dort sichtbar werden, wo die Randstufe an Staffelbrüche gebunden ist. Ihr Auftauchen unter dem Sedimentmantel erfolgte im Verlaufe der im oberen Pliozän eingeleiteten Hebung der Randterrasse, und zwar, wie sich durch Verfolgung der Rurterrassen feststellen ließ, ohne orogenetische Verschiebung an ihren inneren Randbrüchen. Die flächenhafte Abtragung in den Pausen der kontinentalen Aufwärtsbewegung hat kaum mehr als eine Abräumung bewirkt, so daß ihre Gestaltung, abgesehen von Terrassierung und Zertalung, noch die ursprünglichen Züge erkennen läßt. In ihrer Gesamtgestaltung kommt noch ihre tektonische Beziehung zu den großen Schollen des Vorlandes zum Ausdruck, indem einerseits die dem Rur- und Swistgraben zugewendeten als Schrägschollen, andrerseits die zur Erftscholle gestaffelten als Horizontalschollen entwickelt sind.

Das Vorland des Eifelrandes bildet eine zerbrochene und mäßig zertalte diluviale Terrassenlandschaft, die zwischen der Swist und dem Veybach mit der Rheinischen Hauptterrasse, zwischen letzterem und der Rur mit der aus der Verschmelzung von Schuttfächern hervorgegangenen ältestdiluvialen Eifelschotterfläche an den Gebirgsfuß herantritt. Die jungpliozäne Terrasse, die am Ausgang des Rur- und Erfttales in etwa 260 m Höhe auftritt, besitzt im Tiefland infolge hier stattgefundener Überkreuzung kein morphologisches Äquivalent mehr. Die beiden noch sichtbaren, ineinandergeschachtelten Aufschüttungsebenen zerbrachen mit ihrer jeweiligen Hebung in durch NW streichende, posthum erneuerte Störungen begrenzte Schollen, wobei jedoch ihr normaler Zusammenhang mit dem Gebirgsfuß gewahrt blieb. Es entstanden so neben horizontalen Hoch- und Tiefschollen auch Schrägschollen, die stets vom Gebirgsfuß weg geneigt sind. Die Hauptterrasse ihrerseits zerfiel von O nach W in den Villehorst, in die schräg zu diesem gestellte Erftscholle und in den Rurgraben. Zuvor wurde die Eifelschotterfläche gestört, insbesondere erfuhr diese zwischen der Rur und dem Neffelbach eine energische Abstaffelung. Schon während dieser orogenetischen Umgestaltung des Tieflandes begann seine Zertalung. Breitsohlige, an die tektonische Struktur angepaßte, etwa 10—40 m tiefe Täler zerlegen die Terrassenlandschaft in

ausgedehnte Schotterebenen. Der auffällige Gegensatz dieser ungewöhnlich breiten Vorlandstäler zu den verhältnismäßig engen Gebirgssohlentälern ist der sichtbare Ausdruck des Gesteinsunterschiedes in diesen Talabschnitten.

Die Täler des Buchtabfalles der Eifel zeigen folgende gemeinschaftliche Züge: 1. Die Terrassierung stand unter dem obwaltenden Einfluß der epirogenetischen Bewegungen. 2. Die in ihrem Längsprofil sich rasch entwickelnden, breiten Sohlen entsprechen der unteren Mittelterrasse des Rheines; nur das einzige Plateaugewässer, die Rur, hat sich dank ihrer bedeutenderen Wasserführung bereits um etwa 10 m in ihre Mittelterrasse eingeschnitten. 3. Die Talvertiefung seit dem Hauptterrassenstadium ist im Gegensatz zu der bei den Seitentälern des Rheindurchbruchtales zu beobachtenden auffällig gering, weil die Eifelgewässer durch die in der Hauptterrasse des Vorlandes entstandenen Brüche nach Norden abgelenkt und dadurch ihre Laufstrecken erheblich verlängert wurden.

11. Schlußbetrachtung.

Es ist in vorstehender Arbeit der Versuch gemacht worden, einen Beitrag zur Lösung der so verwickelten Entwicklungsgeschichte einer an ein geologisch junges Senkungsfeld angrenzenden Gebirgsrandlandschaft zu geben. Dieser Lösungsversuch verlangt mithin ein auf die Formenanalyse sich stützendes Eingehen auf das Problem, inwieweit waren epirogenetische, inwieweit orogenetische Kräfte an der Ausgestaltung der Eifelrandlandschaft beteiligt? Für die Morphologie einer Randlandschaft ist diese Problemstellung ebenso wichtig wie für die Geologie der Geosynklinalränder.

Das Wesen der epirogenetischen Vorgänge besteht in ihrer regionalen Wirksamkeit. Deren morphologische Wirkungen sind daher nur aus dem Vergleich der Formenentwicklung von verschiedenen Teilen einer einheitlich gebauten geologischen Region — sei es eines Rahmens oder eines gerahmten Feldes — zu ermitteln.

Einen einheitlich gebauten Rahmen stellt nun das Rheinische Schiefergebirge dar. Im gegenwärtigen Stadium seiner morphologischen Erforschung ist ein Vergleich seiner Randzonen möglich. Eine erhöhte Bedeutung gewinnt jedoch eine vergleichende Betrachtung erst, wenn sie sich auf geologisch präzisierte Erkenntnisse stützen kann. Aus diesem Grunde sei hier eingehender nur die Parallele gezogen

zwischen der Formenentwicklung des Eifelrandes und dem durch *O. Maull* bearbeiteten Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges (57).

Für das letztere Gebiet hat sich folgende Flächenanalyse ergeben:

1. Die Rumpffläche. Sie bedeckt das zentrale Rothaargebirge und ist völlig plan. Infolge schräger Hebung steigt sie von 500 m im Süden auf 700 m im Norden an. Ihr Alter ist präoligozän.

2. Die 400—450 m-Fläche. Sie verzahnt sich teilweise mit der höheren Rumpffläche, teilweise wird sie durch Stufen von ihr getrennt. Sie ist eine selbständige Abtragungsfläche, die aus in tieferem Niveau relativ zurückgebliebenen Teilen der höheren Rumpffläche hervorgegangen ist. Nachträglich scheint sie im selben Sinne wie die Rumpffläche des Rothaargebirges noch gehoben worden zu sein.

3. Das 300—350 m-Flachkuppenniveau. *Maull* deutet es als ein System von Flußverebnungsflächen, die sich am Westrande der Hessischen Senke zu einer einheitlichen, ziemlich ebenen Randterrasse mit schwachem Gefälle nach NO zusammenschließen.

Die beiden letztgenannten mio-pliozänen Abtragungsflächen gehören der Randzone des Rheinischen Schiefergebirges an. Die darin eingesenkte Tallandschaft läßt vordiluviale und diluviale Terrassen erkennen, deren morphologische Zusammenhänge mit dem gleichfalls tiefer liegenden Boden der Hessischen Senke eine Bearbeitung leider nicht erfahren haben. Es wäre dies um so wünschenswerter, als sicher auch hier Aufschlüsse über die Art des Einbruches der Hessischen Senke zu erhoffen sind.

Die Ergebnisse der *Maull*'schen und der vorliegenden Arbeit stimmen somit in den wesentlichsten Punkten überein. Es kann wohl nicht zweifelhaft sein, daß die beiden mio-pliozänen Abtragungsflächen am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges mit der 400 m-Fläche und der 300 m-Randterasse des Eifelrandes identisch sind. Von der Rumpffläche gilt dies ohne weiteres. Vielleicht läßt auch die besonders im Salzbödegebiet überraschende Konstanz des 350 m-Niveaus die Deutung zu, daß es der von *M. Kirchberger* (19) am Vennabfall nachgewiesenen und auch in unserem Gebiet auftretenden 360 m-Fläche entspricht. Aus dieser Fläche wäre dann erst das 300—350 m-Flachkuppenniveau herausgeschnitten.

Auf Flächenbeziehungen zwischen Eifelrand und Vennabfall hat bereits *M. Kirchberger* (19) im Hinblick auf die 360 m- und die 300 m-Randfläche aufmerksam gemacht. Die 400 m-Flächen des Vennabfalles, die *M. Kirchberger* als abgesunkene Stücke der Rumpffläche auf-

fassen möchte, könnten sehr wohl dem System der 400 m-Verebnung angehören.

Der Vergleich genannter Randgebiete des Rheinischen Schiefergebirges ergibt somit das Vorhandensein von mindestens 3 in den Rumpf randlich eingreifender Abtragungsflächen mio-pliozänen Alters.

Sind nun die 400 (—450) m-, die 360 m-, sowie die 300 m-Flächen der Randzone des Rheinischen Schiefergebirges, wie wir aus Obigem anzunehmen berechtigt sind, 3 zeitlich getrennte Abtragungsflächen, so kann die überraschende Konstanz ihrer Höhenlage, auf die schon *M. Kirchberger* aufmerksam machte, nur unter der Voraussetzung erklärt werden, daß die Hebung des ganzen Rumpfes, in den sie eingreifen, eine überaus gleichförmige war. Wir müssen annehmen, daß die weitspannigen epirogenetischen Bewegungen über den engeren Rahmen des Rumpfes hinaus wirksam waren, daß mithin Vorland und Rumpf gleichzeitig, doch unter dem modifizierenden Einfluß synchroner orogenetischer Vorgänge verschieden hoch gehoben wurden. Daß durch die orogenetischen Bewegungen die normalen Flächen der Randzone mancherorts, wenn auch, wie es scheint, nur unbedeutend gestört wurden, ist eigentlich selbstverständlich. Die Flächeninversionen und Terrassenkreuzungen sind kombinierte Wirkungen orogenetischer und epirogenetischer Vorgänge, die in der Nähe und im Bereich von Senkungsfeldern naturgemäß zusammenwirken müssen. Nur übertrifft in diesen beiden Fällen die Orogenese die Epirogenese an Intensität, woraus sich die Überlagerung der nur relativ zurückbleibenden Schollen durch Sedimente, sowie deren oft sehr bedeutende Mächtigkeiten erklären. Je tiefer die Schollen unter dem Einfluß der Orogenese unter das untere Denudationsniveau hinabsinken, um so mächtiger wird die Sedimentdecke darüber anschwellen. Die Braunkohlenflöz- und Mittelmiozängräben, die Pliozän- und die Hauptterrassengräben des Niederrheinischen Senkungsfeldes bilden vortreffliche Beispiele ungewöhnlich starker orogenetischer Vorgänge. Diese Beispiele zeigen aber zugleich, daß die morphologische Wirkung der Orogenese weit hinter ihrer geologischen zurücksteht. Denn diese Gräben sind mit bis zu mehreren hundert Metern mächtigen, stratigraphisch einheitlichen Sedimenten erfüllt. Die Ausfüllung derselben muß gleichen Schritt mit der Senkung gehalten haben, wie dies auch von geologischer Seite u. a. von *Fliegel* angenommen wird. Bei der Mehrzahl der Hauptterrassengräben, so beim Lechenicher-, Elle- und Rurgraben, kommt für die heutige Gestaltung in keiner Weise die Wirkung ihres

Absinkens während der Aufschüttung ihrer Schotter in Betracht. Diese Gestaltung ist vielmehr das Werk nachträglicher, mit ihrer kontinentalen Hebung einsetzenden Zerstückelung.

Die obigen Betrachtungen führen uns zur Annahme von 2 Fällen der Orogenese. Einerseits tritt diese morphologisch neutral auf, indem ihre Wirkung durch schritthaltende Sedimentation kompensiert wird, andererseits morphologisch aktiv bei gleichzeitig stattfindender Epirogenese.

Bei gegenseitiger Abwägung dieser wirkungsverschiedenen Bewegungen läßt sich im Hinblick auf das Randgebiet der Niederrheinischen Bucht sagen, daß die nur geologisch in die Erscheinung tretenden orogenetischen Vorgänge die morphologisch wirksamen bei weitem übertreffen. Solche von ersterer Art spielten sich vor allem im Altmiozän und Altpliozän ab. Ihnen verdankt die Niederrheinische Bucht hauptsächlich ihren Charakter als geologisches Senkungsfeld. Dessen morphologische Form ist dagegen in erster Linie die Folge der durch epirogenetische Vorgänge veranlaßten Abtragung verbunden mit schwacher orogenetischer Zerstückelung der Abtragungsflächen und Aufschüttungsebenen.

Literatur.

A. Rheinisches Schiefergebirge.

1. Ahlburg, J., Tertiär und Diluvium im Flußgebiet der Lahn. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt 1915.
2. Berger, L., Die Nordwesthälfte der Sötenicher Mulde. Verh. d. Naturhist. Vereins d. pr. Rheinlande u. Westf. 1909.
3. Blankenhorn, M., Die Trias am Nordrande der Eifel. Abhandl. geol. Spezialkarte v. Preußen 1885.
4. Dechen, H. v., Erläuterungen zur geol. Karte der Rheinprovinz und Westfalens II. Bonn 1884.
5. Dietrich, Br., Morphologie des Moselgebietes zwischen Trier und Alf. Verh. d. Naturhist. Vereins d. pr. Rheinlande u. Westf. 1911.
6. Fliegel, G., Zum Gebirgsbau der Eifel. Wie oben unter 5.
7. Fuchs, A., Erläuterungen z. geol. Karte von Preußen Bl. Rheinbach. 1910.
8. Fuchs u. Wolff, Dasselbe Bl. Euskirchen 1910.
9. Fuchs u. Wolff, Bericht ü. d. wissenschaftl. Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Godesberg, Rheinbach, Euskirchen, Altenahr. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt 1904.
10. Holzapfel, E., Die Geologie des Nordabfalls der Eifel etc. Abhandl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1910.
11. Holzapfel, E., Erläuterungen zur geol. Karte v. Preußen Bl. Düren 1910.
12. Holzapfel, E., Erläuterungen zur geol. Karte v. Preußen Bl. Lendersdorf 1911.
13. Holzapfel, E., Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt 1903.
14. Jungbluth, F. A., Die Terrassen des Rheines von Andernach bis Bonn. Verh. d. Naturhist. Vereins d. pr. Rheinlande u. Westf. 1916.
15. Kaiser, E., Pliozäne Quarzschotter im Rheingebiet zw. Mosel u. Niederrh. Bucht. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. 1907.
16. Kaiser, E., Ausbildung des Rheintales zw. Koblenz u. Bonn-Kölner Bucht. Verh. d. 14. Deutsch. Geogr.-Tages zu Köln 1903.
17. Kaiser, E., Bericht ü. d. Excursionen d. Deutsch. Geol. Gesellschaft. Zeitschr. Deutsche Geol. Gesellschaft 1906. Monatsber.

18. K a i s e r , E., Entstehung des Rheintales. Verh. Deutscher Naturforscher und Ärzte Köln 1908.
19. K i r c h b e r g e r , M., Der Nordwestabfall des Rhein. Schiefergebirges etc. Verh. d. Naturhist. Vereins d. pr. Rheinlande u. Westf. 1917.
20. K i r c h b e r g e r , M., Vorläufige Ergebnisse einiger Excursionen ins Bergische und ins westliche Sauerland. Zeitschr. Gesellschaft f. Erdkunde zu Berlin 1917.
21. K u r t z , E., Die Buntsandsteinformation im Rurtal. Gymnasialprogramm Düren 1915.
22. K u r t z , E., Die diluvialen Flußterrassen am Nordrand v. Eifel u. Venn. Verh. d. Naturhist. Vereins d. pr. Rheinlande u. Westf. 1914.
23. K u r t z , E., Beobachtungen über die Bildung des Rurtales. Gymnasialprogramm Düren 1906.
24. M o r d z i o l , C., Ein Beweis f. d. Antezedenz des Rheindurchbruchtales. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1910.
25. M o r d z i o l , C., Die geol. Grundlagen der jungtertiären u. diluvialen Entwicklungsgeschichte des Rhein. Schiefergebirges. Geol. Rundschau 1910.
26. M o r d z i o l , C., Beitrag zur Gliederung u. zur Kenntnis der Entstehungsweise des Tertiärs im Rhein. Schiefergebirge. Zeitschr. Deutsche Geol. Ges. Monatsber. 1908.
27. Ö s t r e i c h , K., Geologische und geomorphologische Terrassenstudien. Zeitschr. Deutsche Geol. Ges. 1909. Monatsber.
28. Ö s t r e i c h , K., Zur Morphologie des Rhein. Schiefergebirges. Petermanns Mitt. 1908/09.
29. P h i l i p p s o n , A., Zur Morphologie des Rhein. Schiefergebirges. Verh. d. 14. Deutsch. Geogr.-Tages zu Köln 1903.
30. Q u a a s , A., Eifelstudien. Zur Deutsch. Landeskunde VII. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde z. Berlin 1914.
31. Q u a a s , A., Erläuterungen zur geol. Karte v. Preußen Bl. Vettweis 1910.
32. Q u a a s , A., Einige Beobachtungen im Paläozoikum und über die Rurterrassen a. d. Bl. Nideggen. Veröffentl. Preuß. Geol. Landesanstalt Berlin 1911.
33. Q u a a s , A., Die Trias auf dem Bl. Nideggen. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt 1910.
34. Q u a a s , A., Das Rurtal. Ein Beitrag zur Morphologie d. Nordeifel. Verh. d. Naturhist. Vereins d. pr. Rheinlande u. Westf. 1915.
35. Q u a a s , A., Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der geol. Aufnahme auf den Bl. Zülpich, Vettweis etc. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt 1907.
36. Q u i r i n g , H., Zur Stratigraphie und Tektonik der Eifelkalkmulde von Sötenich. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt 1913.
37. Q u i r i n g , H., Über das Alter des Eifelgrabens und der N-S-Verwerfungen in der Eifel. Zeitschr. Deutsche Geol. Ges. 1914.
38. Q u i r i n g , H., Eifeldolomit und alttriadische Verebnung. Zentralbl. f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie 1913.

39. Steinmann, G., Bericht über die Excursion nach Mechernich. Sitzungsber. d. Niederrh. Geol. Vereins 1911.

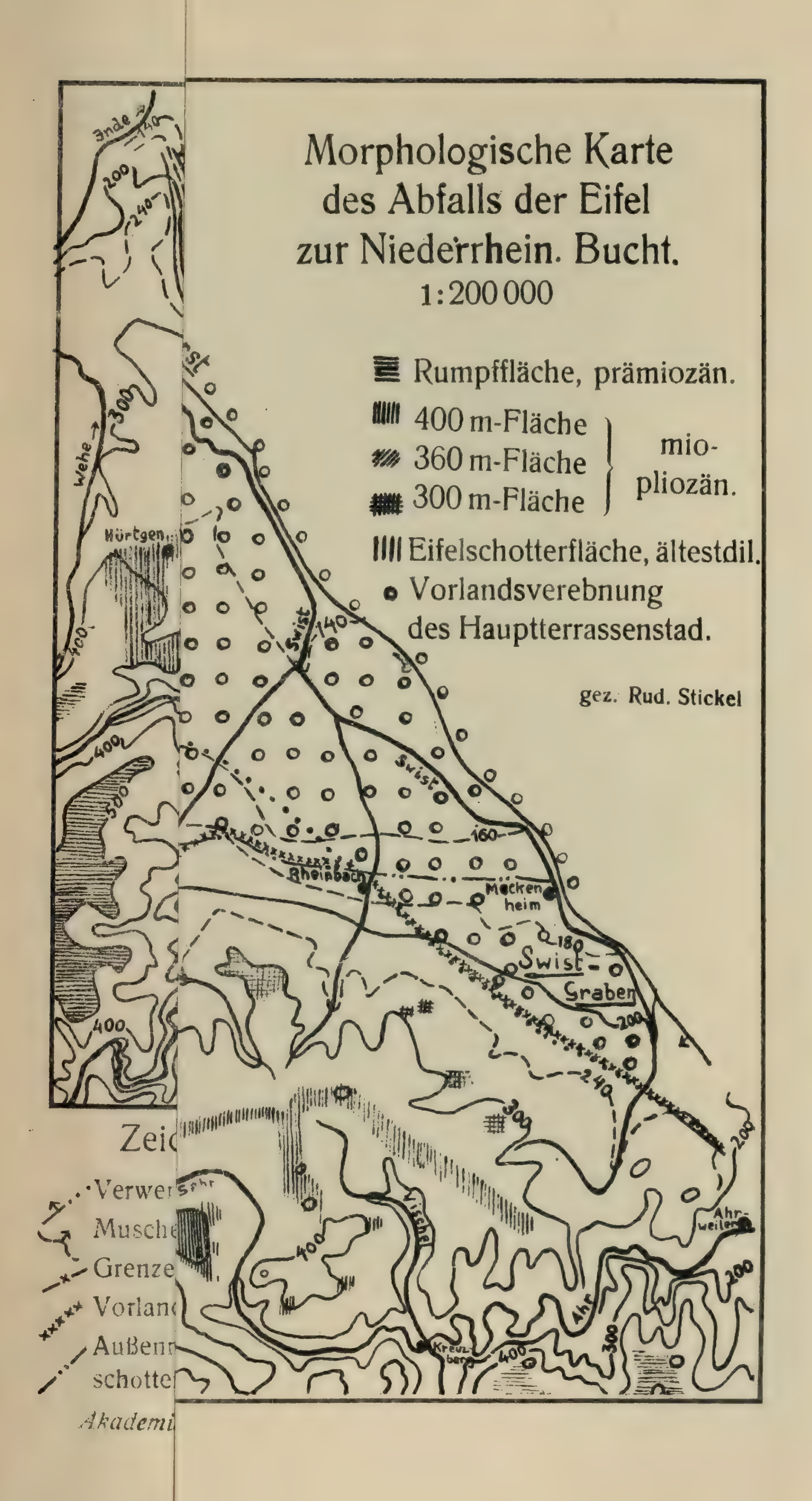
B. Niederrheinisches Tiefland.

40. Fliegel, G., Pliozäne Quarzschotter in der Niederrh. Bucht. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt 1907.
41. Fliegel, G., Die miozäne Braunkohlenformation am Niederrhein. Abhandl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1907.
42. Fliegel, G., Beziehungen zwischen marinem und kontinentalem Tertiär. Zeitschr. Deutsche Geol. Ges. 1911. Monatsber.
43. Fliegel, G., Neue Beiträge zur Geologie des Niederrh. Tieflandes. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt 1912.
44. Fliegel, Erläuterungen zur geol. Karte von Preußen Bl. Erp 1910.
45. Klein, W. C., Tektonische und stratigraphische Beobachtungen am Südwestrande des Limburgischen Kohlenreviers. Mededelingen van de Ryksopsporing van Delfstoffen 1913.
46. Krause, P. G., Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebiets. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt 1911.
47. Krause, P. G., Erläuterungen zur geol. Karte v. Preußen Bl. Grevenbroich 1912.
48. Kurtz, E., Beziehungen zw. Rur, Maas u. Rhein zur Diluvialzeit. Gymnasialprogramm Düren 1909.
49. Quaas, A., Erläuterungen zur geol. Karte v. Preußen Bl. Buir 1908.
50. Molengraaff und van Waterschoot van der Gracht., Niederlande. Handbuch der regionalen Geologie I. Bd. 3. Abtlg. 1913.
51. Wunstorf, W., Der tiefere Untergrund im nördl. Teile der Niederrh. Bucht. Verh. d. Naturhist. Vereins d. pr. Rheinlande u. Westf. 1909.
52. Wunstorf, W., Über Löß und Schotterlehm. Verh. d. Naturhist. Vereins d. pr. Rheinlande u. Westf. 1912.
53. Wunstorf-Fliegel, G., Die Geologie des Niederrh. Tieflandes. Abhandl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1910.

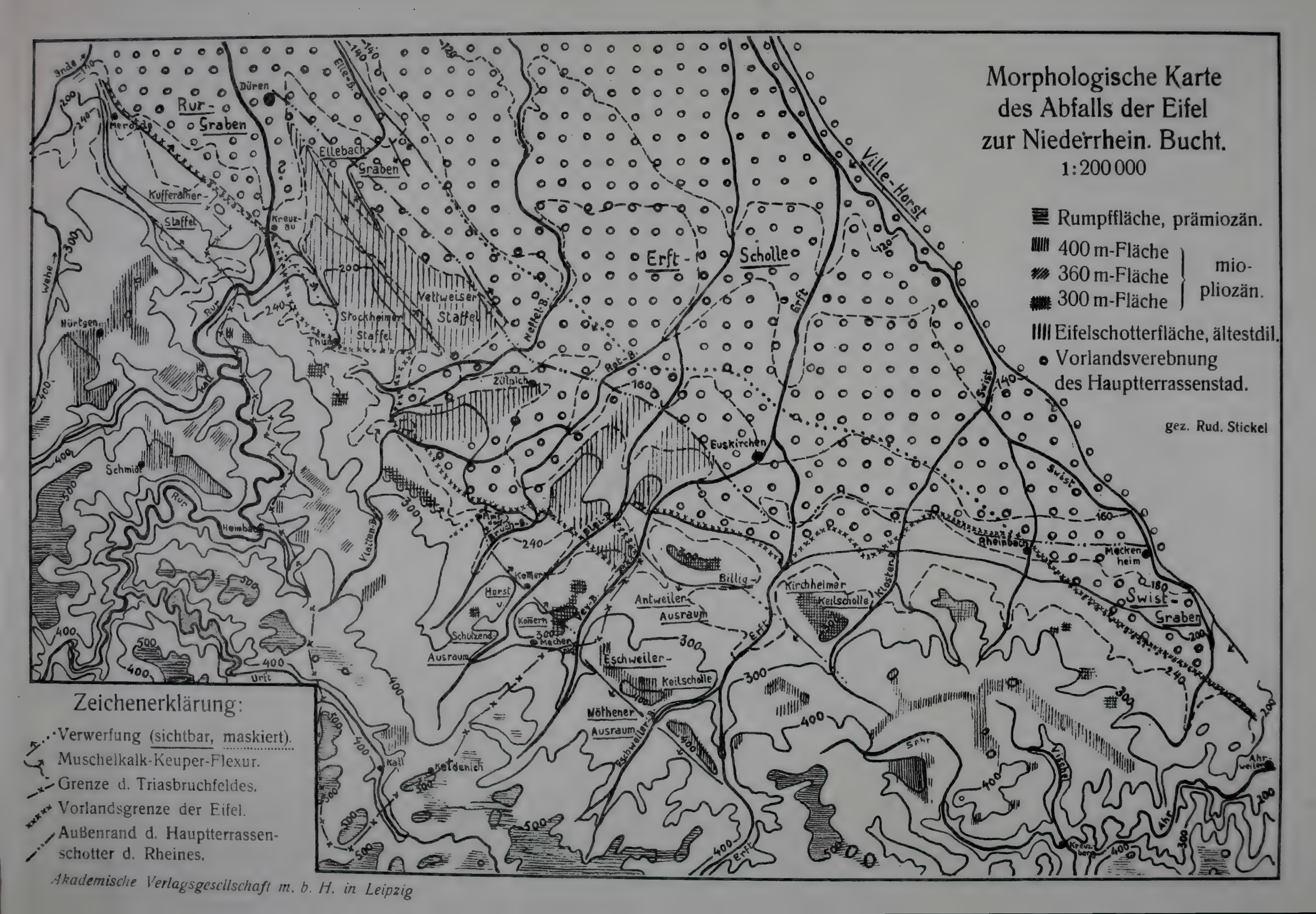
C. Nachbargebiete und sonstige Literatur.

54. Grupe, O., Über diluviale Gebirgsstörungen im hann. Berglande. Jahrb. Preuß. Geol. Landesanstalt 1915.
55. Harrassowitz, H. L. F., Klimazonen der Verwitterung und ihre Bedeutung f. die jüngste geol. Geschichte Deutschlands. Geol. Rundschau Bd. VII. 1916.
56. Machatschek, F., Über epirogenetische Bewegungen. Festband Albrecht Penck. Biblioth. Geogr. Handbücher N. F. 1918.
57. Maull, O., Die Landschaft um Marburg a. d. Lahn. Jahresber. d. Frankfurter Vereins f. Geographie u. Statistik 1919.
58. Quiring, H., Die Entstehung der Schollengebirge. Zeitschr. Deutsche Geol. Ges. 1913.

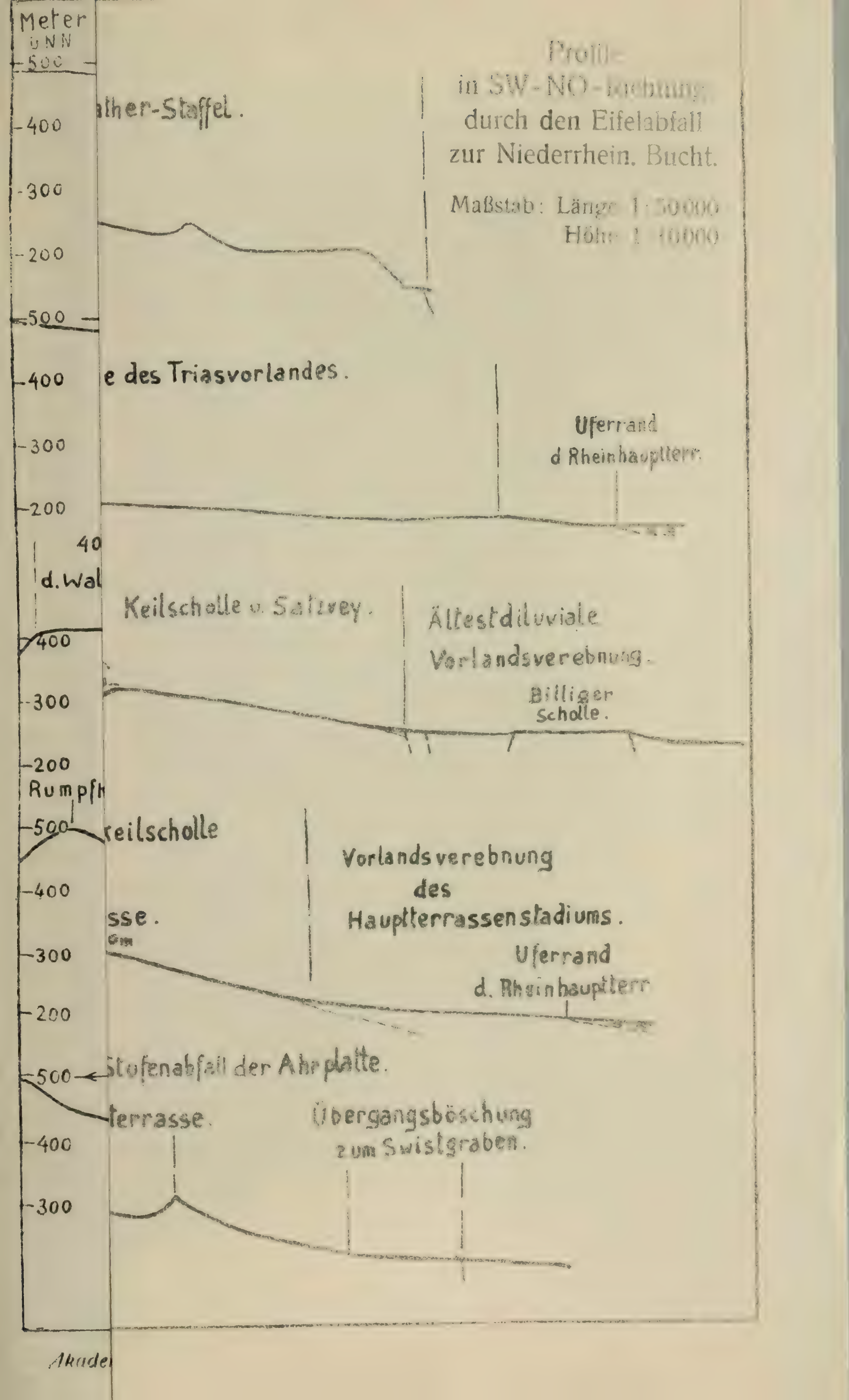
59. Salomon, W., Die Bedeutung der Solifluktion f. die Erklärung deutscher Landschafts- u. Bodenformen. Geol. Rundsch. Bd. VII. 1916.
60. Staff, H. v., Die Geomorphogenie und Tektonik des Gebietes der Lausitzer Überschiebung. Geol. u. pal. Abhandl. N. F. 1914.
61. Stille, H., Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. Dritter Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Vereins zu Hannover 1910.
62. Stille, H., Senkungs-Sedimentations- u. Faltungsräume. Extrait du Compte Rendu du IXe Congrès Geol. International.
63. Stille, H., Die Kimmerische Phase der saxonischen Faltung des deutschen Bodens. Geol. Rundsch. Bd. IV. 1913.
64. Stille, H., Orogenese und Epirogenese. Zeitschr. Deutsche Geol. Ges. 1920.



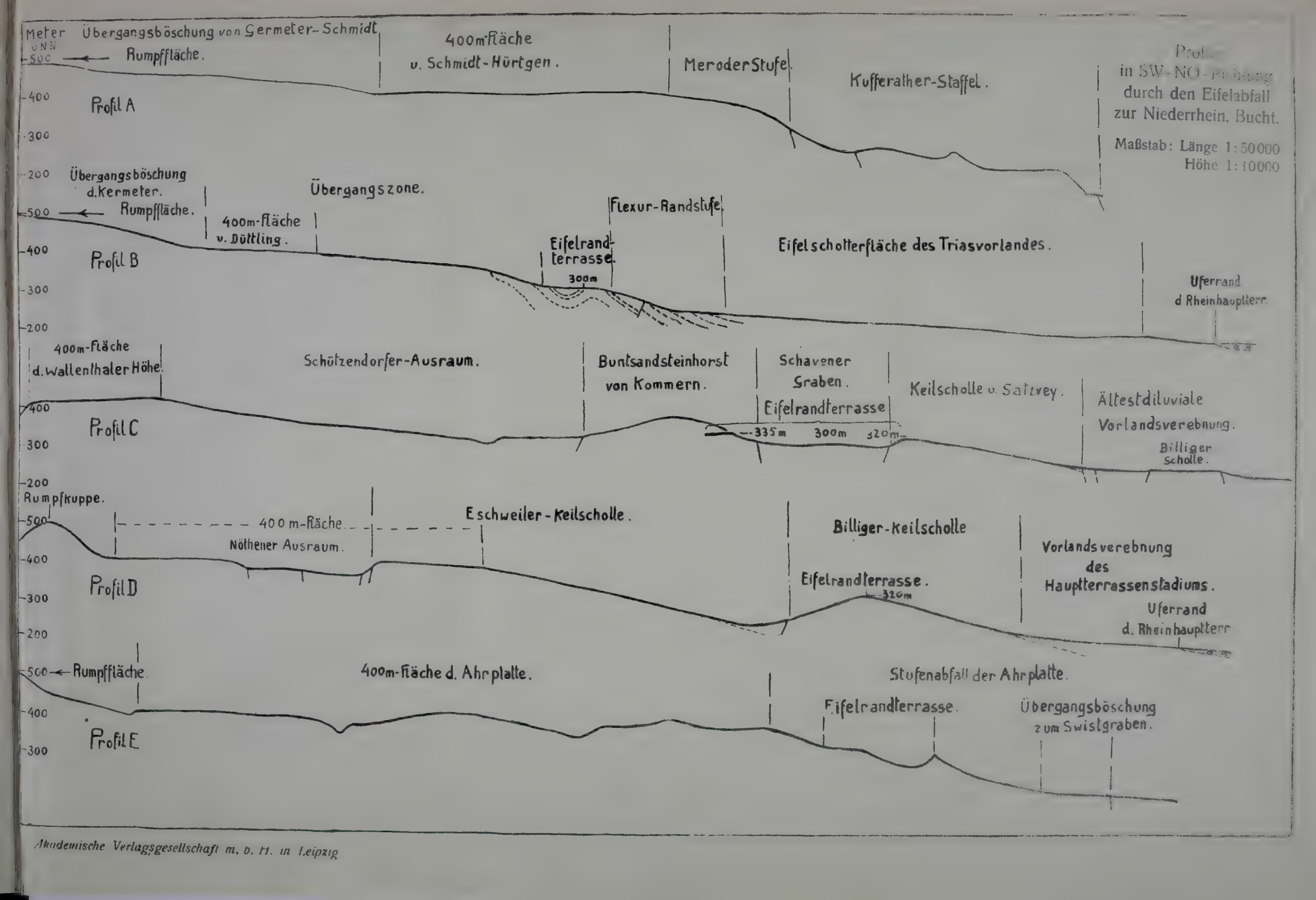
Morphologische Karte
des Abfalls der Eifel
zur Niederrhein. Bucht.
1:200 000
Rumpffläche, prämiozän.
400 m-Fläche
360 m-Fläche
300 m-Fläche
mio-
pliozän.
Eifelschotterfläche, ältestdil.
Vorlandsverebnung
des Hauptterrassenstad.
gez. Rud. Stickel
Inde
Wehe
Hürtgen
Swist
Rheinbach
Meckenheim
Swist-Graben
Vischel
Ahr
Ahrweiler
Kreuzberg
140
160
180
200
240
300
400
500
Zeic
Verwer
Musche
Grenze
Vorlanc
Außenr
schotte
Akademi



Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H. in Leipzig



Meter
UNN
Profil
in SW-NO-Richtung
durch den Eifelabfall
zur Niederrhein. Bucht.
Maßstab: Länge 1:50000
Höhe 1:10000
lher-Staffel.
e des Triasvorlandes.
Uferrand
d Rheinhauptterr.
d. Wal
Keilscholle v. Saltvey.
Ältestdiluviale
Vorlandsverebnung.
Billiger
Scholle.
Rumpf
keilscholle
sse.
Vorlandsverebnung
des
Hauptterrassenstadiums.
Uferrand
d. Rheinhauptterr
Stufenabfall der Ahrplatte.
terrasse.
Übergangsböschung
zum Swistgraben.
Akade



Akademische Verlagsgesellschaft m. b. H. in Leipzig

